

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



**CUANTIFICACIÓN DE LA PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS
EN LA ZONA MINERA DEL PARQUE NATURAL DEL ALTO
TAJO.**
**QUANTIFICATION OF SEDIMENT PRODUCTION FROM
THE MINING AREA OF THE UPPER TAGUS NATURAL
PARK**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR**

Cristina Martín Moreno

Bajo la dirección del doctor

**José Francisco Martín Duque
José Manuel Nicolau Ibarra
Jonathan B. Laronne**

MADRID, 2013



PROGRAMA DE DOCTORADO EN GEOLOGÍA E INGENIERÍA GEOLÓGICA
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS, UCM

MEMORIA PARA OPTAR A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE DOCTOR

CUANTIFICACIÓN DE LA PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS EN LA ZONA MINERA DEL PARQUE NATURAL DEL ALTO TAJO

QUANTIFICATION OF SEDIMENT PRODUCTION FROM THE MINING AREA
OF THE UPPER TAGUS NATURAL PARK

Cristina Martín Moreno

Licenciada en Geología

DIRECTORES:

Dr. José Francisco Martín Duque Universidad Complutense de Madrid

Dr. José Manuel Nicolau Ibarra Universidad de Zaragoza

Dr. Jonathan B. Laronne Ben-Gurion University of the Negev, Israel

A mis padres

Este trabajo se ha realizado bajo la dirección del **Dr. José Francisco Martín Duque**, profesor titular en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas (Universidad Complutense de Madrid), del **Dr. José Manuel Nicolau Ibarra**, profesor titular en el Departamento de Ciencias Agrarias y del Medio Natural de la Escuela Politécnica Superior de Huesca (Universidad de Zaragoza) y del **Dr. Jonathan B. Laronne**, profesor titular en el Departamento de Geografía y Desarrollo Medio Ambiental de la Universidad Ben Gurion del Negev (Beer Sheva, Israel).

La realización de esta Tesis es el resultado de una beca predoctoral otorgada por la Universidad Complutense de Madrid (Beca Predoctoral UCM, Convocatoria 2008). Además de la beca, la financiación necesaria para el desarrollo de esta investigación estuvo a cargo de los proyectos “*Mejora de la eficiencia ecológica y económica de las restauraciones mineras mediante reconstrucciones geomorfológicas que favorecen el control hidrológico*” (CGL2010-21754-C02-01) y “*Establecimiento de criterios hidrogeomorfológicos para mejorar la restauración ecológica y la integración ambiental de la minería a cielo abierto*” (CGL2009-14508-C02-01), ambos financiados por el Plan Nacional de I+D+i del Ministerio de Ciencia e Innovación. También se obtuvo financiación de una serie de Contratos de Investigación suscritos entre la empresa CAOBAR S.A. y un grupo de investigadores coordinados por el Dr. José Francisco Martín Duque, con título “Estimación del Impacto hidrológico y Restauración Ecológica y Paisajística de minas de caolín en el Alto Tajo (Contratos 234/2007 y 290/2008) y “Restauración ecológica y paisajística de minas de caolín en el Alto Tajo (provincia de Guadalajara)” (Contrato 267/2009). El proyecto REMEDINAL-2, S2009/AMB-1783 de la Comunidad de Madrid, ha contribuido también en la financiación de algunos aspectos de esta investigación. La red de seguimiento ha sido financiada por una subvención de la Consejería de Industria, Energía y Medio Ambiente, Junta de Castilla La-Mancha (conocida como Fondo Verde), concedida al Ayuntamiento de Peñalén (expediente GUGE000210) y lo referente a la comunicación por Vodafone.

Durante el desarrollo de la tesis se llevaron a cabo dos estancias. La primera de ellas, de carácter no oficial, se realizó en la empresa GeoFluv, Fort Collins, CO, (EE.UU) para el periodo comprendido entre el 08/07/2010 y el 05/09/2010. La segunda corresponde a una estancia breve oficial de 3 meses de duración, (del 17/08/2011 al 10/11/2011). Esta estancia se realizó en el USDA Forest Service, Pacific Northwest Research Station, Corvallis, OR (EE.UU). Con el Dr. **Gordon E. Grant**, Investigador en Hidrología.

Agradecimientos

Echando la vista atrás me doy cuenta de lo muy afortunada que soy, ya que han sido muchas las personas que me han ayudado, apoyado y enseñado multitud de cosas durante el desarrollo de esta tesis. En estas líneas pretendo hacer un muy merecido homenaje a todas ellas (espero no olvidarme de nadie), sin las cuales, el desarrollo de esta tesis no habría sido posible.

En primer lugar incluyo unos agradecimientos institucionales. Así, es necesario agradecer a la Universidad Complutense de Madrid la financiación de la beca predoctoral que he disfrutado durante estos últimos cuatro años, así como de una estancia breve en Estados Unidos; y al Ministerio de Ciencia e Innovación la financiación de los proyectos de investigación en los que he participado.

También he de agradecer a la empresa CAOBAR S.A. la financiación de la primera beca por el artículo 83, de un año y medio de duración, que disfruté y que fue el origen de todo lo que ha venido detrás. Especialmente he de darle las gracias a Lázaro Sánchez, facultativo de esta empresa y responsable de todas las labores mineras de las minas El Machorro y María José, por su ayuda y empeño en mejorar las labores de restauración minera y por facilitar la colaboración entre universidad y empresa.

El Parque Natural del Alto Tajo también ha sido una parte importante en el desarrollo de este trabajo. Especialmente tengo que agradecer la ayuda y colaboración de los directores del Parque: Rafa Ruíz de la Cova, gracias a quien se iniciaron todos los trabajos allí realizados y precursor de la colaboración entre universidad, empresa y administración; Ángel Vela, Raquel Ibáñez y José Antonio Lozano por continuar con esta colaboración, por su ayuda y buen hacer. También tengo que agradecer la ayuda de la cuadrilla de mantenimiento del Parque (“El Moreno”, Joaquín, Miguel y Víctor).

Me gustaría dar las gracias a Francisco J. Delgado, Jefe de Servicio de Minas de Guadalajara, por la información y fotos que nos ha cedido y por formar parte también del grupo de colaboración universidad – empresa – administración. En este grupo también he de incluir a la Confederación Hidrográfica del Alto Tajo, concretamente a Antonio Yáñez.

Doy las gracias también al IGEO, especialmente a Valle por su ayuda y trabajo con ArcGIS, a Tote por la digitalización de las fotos de la colección de Eduardo Hernández Pacheco, y a Laura por conseguir los artículos más imposibles.

Me gustaría agradecer la ayuda de la empresa Félix Moya S.A, concretamente a Jesús González y Ángel Moya, así como a Juanjo, Elías, Kiri y otros trabajadores de la mina, que tanto nos han ayudado con la escombrera experimental, y que nos han permitido aprender con ellos “nuevas formas de restauración”.

Es importante incluir también unos agradecimientos para las personas con quienes realicé las estancias. En primer lugar me gustaría darle las gracias a Nicholas Bugosh, por darme la oportunidad de realizar una estancia no oficial en su empresa GeoFluv, por abrirme las puertas de su casa, permitirme conocer un poco el estado de Colorado y visitar en persona minas restauradas siguiendo la metodología GeoFluv. En segundo lugar, he de agradecer a Gordon Grant y su equipo su acogida en el *USDA Forest Service, Pacific Northwest Research Station* en Corvallis, Oregon (EE.UU), su ayuda y sus enseñanzas.

Muchos han sido además los expertos que han ayudado resolviendo dudas y compartiendo sus conocimientos de forma generosa y altruista. He de dar las gracias a: Álvaro García Quintana, por las fotos aéreas verticales de 1957, por compartir su conocimiento sobre el Parque Natural del Alto Tajo y por ser de algún modo precursor de este trabajo; a Miguel Ángel Sanz, por su ayuda con infinidad de asuntos informáticos; a Alfonso Muñoz, por facilitarnos aplicar técnicas geofísicas y por su ayuda con la tramitación de la tesis; a Rafael Serrada, por contarnos su trabajo realizado en el Alto Tajo en los años 1980, y por toda la información cedida; a Juan Antonio González Martín, por facilitarnos sus publicaciones sobre el Alto Tajo; a Michel Esteves y Guillaume Nord, del LTHE, *Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement* (*Université de Grenoble*, Francia) con quienes estuve durante una semana en Grenoble, por compartir sus conocimientos, por mostrarme sus cuencas de investigación y por ayudarme a aprender el funcionamiento del equipamiento de la red de seguimiento; a Esperanza Montero, Fermín Villarroja, Mini Garzón y Satur de Alba, por la aclaración de algunos términos; y a Andrés Díez y José Bodoque por su ayuda con dudas de carácter hidrológico, y por permitirme colaborar y aprender de otros trabajos.

Los estudios realizados durante el desarrollo de esta tesis han implicado mucho trabajo de campo, para el cual también he recibido muchísima ayuda, incluso en los fríos días típicos del Alto Tajo y en los más calurosos, que también los ha habido. Así me gustaría mencionar a los agentes medioambientales del Alto Tajo, a su coordinador Ángel Jiménez y especialmente a Belén, Fátima, Carlos y Héctor, con quien tantos momentos he compartido, y quienes se han convertido en mis amigos. También a Héctor Moreno, Silvia Pérez y María Fera que también me ayudaron en campo.

Incluyo aquí también a la “familia” del Alto Tajo, Parri y Andrea, por lo bien que nos han alimentado, Nines y Puri por su hospitalidad y alojamiento y otros vecinos que tan bien nos han acogido.

No puedo olvidarme de mis compañeros de departamento: Néstor Hernando, Ivón Cermeño, Edu Oliveira, Sara Nyssen, María Tejedor, Cristina de Francisco y David Uribelarrea, con quienes tantas comidas y buenas conversaciones he compartido, además de haberles engañado alguna vez para ir al campo, muchas gracias por vuestra ayuda. Quiero referirme de forma especial a Ana Lucía y María Alcázar, “hermanas mayores” en el camino de la tesis y otro pilar fundamental durante estos años, y a Ignacio Zapico, gracias a los tres por todo lo compartido y por vuestra inestimable ayuda en infinidad de cosas tanto académicas como personales.

He dedicar unas líneas a familiares y amigos de toda la vida (no os nombro por que sois muchos, pero todos estáis aquí) quienes sin entender muy bien lo que hacía siempre os habéis interesado y me habéis apoyado. Especialmente a mis padres, a quienes además dedico esta memoria, por ser un pilar fundamental de mi vida, por todo vuestro cariño y también por vuestros sacrificios para que yo esté hoy aquí y por todo, a mi hermana Gema y a mi hermano Ángel, artífice y constructor de *artilugios exclusivos* para el trabajo en campo, y a ti, Manuel, por aguantarme en los buenos y malos momentos, por tu comprensión, por tu ayuda, por animarme siempre y por compartir estos años conmigo.

Finalmente, quiero dar el merecidísimo agradecimiento a mis directores de tesis: José Francisco, quien concibió e impulsó esta tesis y me ha acompañado en el día a día, José Manuel y John. Gracias por darme esta gran oportunidad, por confiar en mí, por vuestra generosidad, por vuestra paciencia y apoyo, por vuestras enseñanzas, algunas de ellas nada relacionadas con la tesis, y por todo.

Estructura de la memoria de tesis

La presente memoria de tesis consta de 9 capítulos, además de su correspondiente **resumen**, tanto en Español como en Inglés.

El primero de ellos, **Capítulo 1. Introducción**, incluye una **revisión bibliográfica** de distintos temas íntimamente relacionados con el trabajo de investigación desarrollado en esta tesis. También se define el punto de partida y contexto de la tesis. Finalmente, se exponen la **hipótesis** y **objetivos** de este trabajo.

El **Capítulo 2, Área de estudio**, contiene información relevante de las **características físicas, climáticas y socioeconómicas** de la zona donde se ha realizado la tesis.

Los **Capítulos 3, 4, y 5** tienen la estructura clásica de los trabajos de investigación, contando con resumen, introducción, metodología, resultados, análisis de los resultados, discusión y conclusiones de los trabajos de investigación desarrollados en distintos escenarios: minas con medidas para el control de la erosión y sedimentación, cárcavas y minas sin medidas para el control de la erosión y la sedimentación en el contexto de su cuenca hidrográfica. No se ha incluido un capítulo propio de metodología porque los métodos son específicos para cada escenario y se ha considerado que incluir la metodología en cada uno de los capítulos facilita el seguimiento y comprensión de los trabajos realizados.

El **Capítulo 6, Una red para el seguimiento continuo del transporte de sedimentos en suspensión en el sistema fluvial del área de estudio**, se ha elaborado tras haber realizado los trabajos incluidos en los capítulos anteriores. Tras los resultados de los capítulos 3, 4 y 5, se ha visto la necesidad de estudiar la propia red fluvial. Este capítulo muestra el diseño de la red y unos resultados preliminares.

En el **Capítulo 7, Discusión general**, se realiza una reflexión conjunta de los resultados obtenidos en los distintos capítulos, con el objetivo de entender el flujo de sedimentos en el área de estudio. También se discute la representatividad climática del periodo de estudio.

El **Capítulo 8, Conclusiones y escenarios de futuro**, recopila las conclusiones finales obtenidas en la elaboración de esta tesis, así como sugerencias para la gestión y restauración en esta área.

El último capítulo, **Capítulo 9**, recoge todas las **referencias bibliográficas** citadas a lo largo de la memoria de tesis.

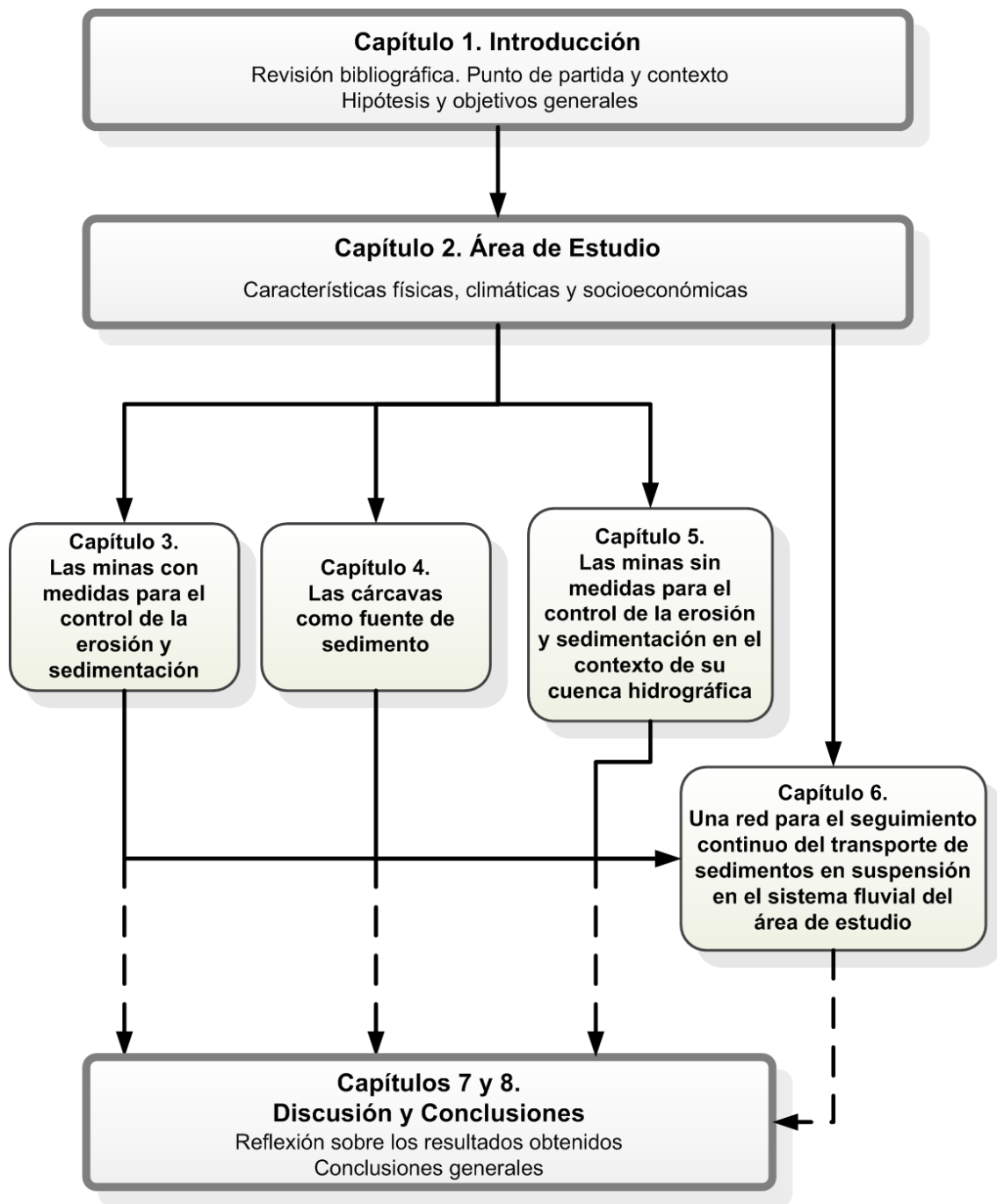


Figura 1. Diagrama de flujo donde se representa la estructura de la memoria de tesis.

ÍNDICE

Resumen	1
----------------------	---

Abstract	5
-----------------------	---

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN, ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

1.1. La erosión, fenómeno natural intensificado por la acción humana.....	11
1.2. Estudios de erosión en cuencas con cárcavas y <i>badlands</i>	16
1.2.1. Introducción al desarrollo de cárcavas y zonas acarcavadas (<i>badlands</i>)	16
1.2.2. Consecuencias e impactos derivados del desarrollo de cárcavas y <i>badlands</i>	18
1.2.3. Estudios de erosión en cárcavas: metodología y tasas de erosión..	19
1.3. Estudios de erosión y emisión de sedimentos detríticos en zonas mineras	21
1.3.1. Impactos ambientales de la minería a cielo abierto ligados a la emisión de sedimentos detríticos	21
1.3.2. Métodos directos para el estudio de la erosión hídrica en zonas mineras.....	22
1.3.3. Métodos indirectos para el estudio de la erosión hídrica en zonas mineras.....	23
1.4. Características de los ríos de montaña en litologías carbonatadas	30
1.5. Efectos de los sedimentos detríticos en la morfodinámica de la red fluvial y la vida acuática	34
1.5.1. Efectos en las comunidades acuáticas	35
1.5.2. Efectos en la calidad de las aguas y en la morfodinámica de la red fluvial	38
1.6. Punto de partida y contexto: problemática ambiental del Parque Natural del Alto Tajo ligada a la emisión de sedimentos detríticos a la red fluvial	40
1.6.1. Actividad minera en el entorno del Parque Natural del Alto Tajo	41
1.6.2. Estudios previos sobre la calidad del agua de los principales cursos fluviales del área de estudio	43
1.7. Hipótesis general y objetivos de la tesis.....	47
1.7.1. Cuantificación de la erosión y la producción de sedimentos de las distintas áreas fuente de sedimento	47
1.7.2. Mejoras en las actividades de restauración minera	48
1.7.3. Cuantificación de los sedimentos en transportados en suspensión. .	48

Capítulo 2

ÁREA DE ESTUDIO. El Alto Tajo

2.1. Marco geográfico.....	51
2.2. Caracterización climática.....	52
2.2.1. Precipitación	54
2.2.2. Temperatura	55
2.2.3. Clasificación climática	56
2.3. Geología.....	58
2.4. Geomorfología.....	62
2.4.1. Geomorfología del área de estudio y su entorno	63
2.4.2. Procesos geomorfológicos activos.....	69
2.4.3. Contribuciones al estudio geomorfológico	71
2.4.3.1. Sobre la evolución geomorfológica en tiempo geológico....	74
2.4.3.2. Sobre la evolución geomorfológica en tiempos históricos ..	75
2.5. Efectos geomorfológicos debidos a la transformación histórica de este territorio por actividades humanas	76
2.5.1. Aprovechamientos forestales: los gancheros y sus maderadas	76
2.5.2. Perturbación del régimen fluvial del río Tajo debido al transporte fluvial de madera	79
2.5.3. Perturbación del régimen fluvial y modificaciones hidrogeomorfológicas del río Tajo debido a las minicentrales hidroeléctricas	81
2.5.4. Cambios en los usos del suelo. Efectos en laderas y canales fluviales	83
2.6. Suelos y formaciones superficiales	90
2.7. Hidrología-hidrogeología	92
2.7.1. Hidrología superficial y subterránea.....	92
2.7.2. Régimen hidrológico en cambio. Evolución temporal de caudales en la estación de aforo de Peralejos de las Truchas	97
2.8. Vegetación y usos del suelo.....	101
2.9. Aspectos socioeconómicos relacionados con la investigación.....	105
2.9.1. Sociología	105
2.9.2. Actividad económica	107

Capítulo 3

LAS MINAS CON MEDIDAS PARA EL CONTROL DE LA EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN. El caso de la mina El Machorro

Resumen	111
Abstract	112
3.1. Introducción.....	113

3.1.1. Restauración minera: reconstrucción topográfica y manejo de la cobertura superficial como herramientas para el control de la erosión	113
3.2. La mina El Machorro y su contexto	117
3.3. Metodología.....	124
3.3.1. Monitorización del clima.....	124
3.3.2. La escombrera experimental.....	124
3.3.2.1. Diseño experimental.....	124
3.3.2.2. Medición de la cantidad de sedimentos erosionados en la escombrera.....	130
3.3.2.3. Seguimiento del desarrollo de regueros	132
3.3.2.4. Composición y cobertura de la comunidad vegetal	133
3.3.2.5. Análisis estadísticos	133
3.3.3. Cuantificación de la producción de sedimentos en el interior de la mina.....	134
3.4. Resultados	136
3.4.1. Características climáticas durante el periodo de estudio	136
3.4.2. La escombrera experimental.....	137
3.4.2.1. Tasas de erosión de la escombrera experimental	137
3.4.2.2. Evolución de los regueros	141
3.4.2.3. Composición y cobertura de la comunidad vegetal	144
3.4.3. Producción de sedimentos en el interior de la mina El Machorro ..	145
3.5. Análisis de los resultados y discusión	146
3.5.1. Tasas de erosión de la escombrera experimental.....	146
3.5.2. Evolución de los regueros.....	149
3.5.3. Composición y cobertura de la comunidad vegetal.....	151
3.5.4. Producción de sedimentos en el interior de la mina El Machorro ..	152
3.5.5. Restauración geomorfológica adaptada a las minas de caolín del Alto Tajo	153
3.6. Conclusiones.....	157
3.6.1. Escombrera experimental	157
3.6.2. Producción de sedimentos en el interior de la mina.....	158
3.6.3. Conclusiones sobre la reducción de la erosión en el interior de las minas activas.....	159

Capítulo 4

LAS CÁRCAVAS COMO FUENTE DE SEDIMENTO. El caso de la cárcava de Ribagorda

Resumen.....	163
Abstract	164
4.1. Introducción.....	165
4.1.1. Antecedentes sobre estudios de erosión en cárcavas y diques de corrección hidrológica.....	165

4.2. La cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda	170
4.3. Actuaciones de corrección hidrológica en la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda	175
4.4. Metodología.....	179
4.4.1. Seguimiento del relleno de diques de corrección hidrológica	179
4.4.1.1. Protocolo de medición de las barras	182
4.4.2. Descripción de los sedimentos retenidos en los diques, toma de muestras y análisis de laboratorio	182
4.4.3. Cálculo del volumen de sedimento retenido en los diques y tasas de sedimentación	184
4.4.4. Relación entre los sedimentos retenidos en los diques y la precipitación	186
4.4.5. Estimación de la edad de la cárcava de Ribagorda	186
4.5. Resultados	189
4.5.1. Descripción de los sedimentos retenidos en los diques y análisis de laboratorio	189
4.5.1.1. Descripción de las facies sedimentarias.....	189
4.5.1.2. Clasificación textural y densidad aparente	192
4.5.2. Volumen de sedimentos retenidos en los diques y tasas de producción de sedimentos.....	193
4.5.3. Relación entre los sedimentos retenidos en los diques y la precipitación	195
4.5.4. Estimación de la edad de la cárcava de Ribagorda	196
4.6. Análisis de los resultados y discusión	197
4.6.1. Descripción de los sedimentos retenidos en los diques.....	197
4.6.2. Volúmenes de sedimentos retenidos y tasas de producción de sedimentos	198
4.6.3. Relación entre los sedimentos retenidos en los diques y la precipitación	202
4.6.4. Estimación de la edad de la cárcava de Ribagorda	202
4.6.5. Sobre la necesidad y efectividad de los diques de corrección hidrológica	203
4.7. Conclusiones.....	204

Capítulo 5

LAS MINAS SIN MEDIDAS PARA EL CONTROL DE LA EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN EN EL CONTEXTO DE SU CUENCA HIDROGRÁFICA. El caso de la cuenca del arroyo Peñalén

Resumen.....	209
Abstract	211
5.1. Introducción.....	212

5.1.1. La erosión a escala de cuenca: objetivos y aproximaciones.....	212
5.2. La cuenca del arroyo Peñalén: antecedentes y problemática	214
5.2.1. Problemas de erosión en la cuenca del arroyo Peñalén y evolución geomorfológica de las escombreras de la mina Santa Engracia...	218
5.2.2. Actuaciones de corrección hidrológica en la cuenca del arroyo Peñalén	226
5.3. Metodología.....	233
5.3.1. Identificación de las principales fuentes de sedimento a partir de la RUSLE 1.06	233
5.3.2. Cuantificación de la erosión de las escombreras exteriores de la mina Santa Engracia	236
5.3.3. Cuantificación de los sedimentos retenidos en dos diques de corrección hidrológica de esta cuenca	242
5.3.4. Análisis del relleno de los diques y de la de precipitación.....	246
5.4. Resultados	249
5.4.1. Identificación de las principales fuentes de sedimento a partir de la RUSLE 1.06	249
5.4.2. Cuantificación de la erosión de las escombreras exteriores de la mina Santa Engracia	251
5.4.3. Sedimentos retenidos en dos diques de corrección hidrológica de esta cuenca	252
5.4.4. Análisis del relleno de los diques y de los eventos de precipitación	258
5.5. Análisis de los resultados y discusión	261
5.5.1. Identificación de las principales fuentes de sedimento a partir de la RUSLE 1.06	261
5.5.2. Cuantificación de la erosión de las escombreras exteriores de la mina Santa Engracia	263
5.5.3. Los diques de corrección hidrológica de esta cuenca.....	265
5.5.4. Análisis del relleno de los diques y de los eventos de precipitación	267
5.6. Conclusiones.....	268

Capítulo 6

UNA RED PARA EL SEGUIMIENTO CONTINUO DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN EN EL SISTEMA FLUVIAL DEL ÁREA DE ESTUDIO. Diseño y datos preliminares

Resumen.....	273
Abstract	274
6.1. Introducción.....	275

6.1.1. Antecedentes sobre estudios de sedimentos en suspensión en cuencas	275
6.2. La red hidrográfica del área de estudio	279
6.3. Metodología.....	282
6.3.1. Diseño de la red de seguimiento de sedimentos en suspensión ...	282
6.3.1.1. Localización de las estaciones e instrumental.....	282
6.3.1.2. Calibración de los sensores de turbidez.....	287
6.3.1.3. Cálculos de caudal	290
6.3.2. Análisis de los datos registrados hasta la fecha	293
6.4. Resultados	294
6.4.1. Eventos analizados	294
6.4.1.1. Evento del 26 de octubre de 2012.....	294
6.4.1.2. Evento del 4 de noviembre de 2012	295
6.4.1.3. Evento del 14 de diciembre de 2012	297
6.5. Análisis de los resultados y discusión	298
6.5.1. Eventos analizados	298
6.6. Conclusiones.....	300

Capítulo 7

DISCUSIÓN GENERAL

7.1. Funcionamiento del sistema estudiado	303
7.1.1. Principales fuentes y flujos de sedimentos en el área de estudio ..	303
7.1.2. Comportamiento de los sedimentos una vez alcanzan el río Tajo .	309
7.1.3. Normativa sobre la calidad del agua en el contexto de la zona minera del Alto Tajo	312
7.2. Representatividad climática del periodo de estudio	314
7.2.1. Registro pluviométrico.....	314
7.2.2. Registro termométrico.....	316

Capítulo 8

CONCLUSIONES Y ESCENARIOS DE FUTURO: monitorización y restauración geomorfológica como solución

8.1. Conclusiones.....	321
8.2. Futuras líneas de trabajo.....	324

Capítulo 9

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

325

ANEXOS.....

351

Resumen

En el Parque Natural del Alto Tajo existe una problemática ambiental relacionada con la degradación de comunidades biológicas fluviales, particularmente de las poblaciones de trucha. Esta problemática parece realmente compleja, y sobre la misma no existen estudios científicos que identifiquen uno o varios factores, si bien se ha atribuido a un supuesto incremento de la emisión de sedimentos detríticos a la red fluvial desde las explotaciones mineras de este entorno. En este marco, el objetivo principal de esta tesis doctoral es entender el flujo de sedimentos detríticos en el entorno del Parque Natural del Alto Tajo (sectores de Peralejos de las Truchas, y Poveda de la Sierra – Peñalén), así como la identificación y cuantificación de las principales fuentes de sedimentos.

Para realizar las cuantificaciones se ha optado principalmente por medidas directas (de campo) de la erosión y la sedimentación. Para ello se ha realizado, en primer lugar, el seguimiento durante dos años hidrológicos de una mina con medidas para el control de la erosión y sedimentación (mina El Machorro), así como de una escombrera experimental situada en su interior. Este seguimiento ha permitido obtener valores medios de producción de sedimentos del interior de la mina de $292 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$, retenidos en balsas de sedimentación, valor que se sitúa en el rango superior de los recogidos por la literatura. Los distintos tratamientos de restauración estudiados presentan tasas medias de erosión de entre 7 y $123 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$, mientras que para las laderas que representan escombreras sin restaurar (tratamientos control) la tasa media de erosión es de $314 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$, todos ellos en el orden de magnitud publicado para situaciones comparables. El seguimiento de la escombrera experimental ha permitido obtener criterios claros sobre un manejo adecuado de la topografía (construcción de laderas cóncavas) y la cobertura edáfica y las formaciones superficiales, (suelo y coluvión carbonático), concluyendo que el uso del suelo local como tierra vegetal es la principal medida para reducir la erosión en el interior de las minas. Adicionalmente, se aporta una solución de restauración geomorfológica, dirigida a restablecer los equilibrios dinámicos hidrológico y erosivo-sedimentario de las laderas modificadas por la actividad minera.

También se ha cuantificado la producción de sedimentos de una cárcava arenosa (cárcava de Ribagorda) mediante el seguimiento, durante cinco años, del relleno de unos diques de corrección hidrológica situados inmediatamente aguas abajo de ella. La tasa media de producción de sedimentos obtenida para

esta cárcava es de $121 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$, similar a la obtenida en cárcavas situadas en contextos fisiográficos similares. En tanto se considera que esta emisión de sedimentos es “natural”, se argumenta en contra del uso de diques de corrección hidrológica en contextos como éste.

Finalmente se han calculado las tasas de erosión de las escombreras exteriores de una mina sin medidas para el control de la erosión y sedimentación en el contexto de su cuenca hidrográfica (mina Santa Engracia, cuenca del arroyo Peñalén), en la que también existen cárcavas y diques de corrección hidrológica. En este caso la tasa media de erosión para las escombreras exteriores es de $318 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$ para 19 años. Esa emisión desde zonas mineras se suma a otras desde cárcavas y otro frente minero, en una cuenca con una alta actividad erosiva. Muestra de ello es la retención de un total de 6.200 Mg de sedimentos en una serie de diques de corrección hidrológica durante un periodo inferior a dos meses en el invierno de 2009-2010. Un estudio más detallado desde el inicio de la construcción de los diques en esta cuenca muestra una acumulación total de 19.500 Mg. Para interpretar correctamente este dato, es preciso tener en cuenta que se trata sólo del material retenido, que debe ser mucho menor que el total producido en la cuenca, si tenemos en cuenta que la vida útil de estos diques varía entre 2 meses y 3 años desde que se construyen o reparan.

Incluso cuando los valores obtenidos están de acuerdo con lo recogido por la literatura para contextos similares, la clave en este contexto es la interpretación de lo que es o no una fuente ‘natural’ (como las cárcavas), o su conectividad con la red fluvial (caso de las minas). Así, las minas con medidas para el control de la erosión y sedimentación retienen en su interior —en las balsas de decantación y cunetas— los sedimentos producidos, mientras que las cárcavas y minas sin control de la sedimentación poseen una alta conectividad con la red hidrográfica de su entorno.

Con el objetivo de cuantificar y estudiar el flujo de sedimentos que finalmente llegan al río Tajo desde cada uno de estos escenarios, durante el desarrollo de esta tesis, se ha diseñado y se ha comenzado a instalar una red para el seguimiento del transporte de sedimentos en suspensión. Esta red consta de ocho puntos de medición distribuidos por las cuencas de los arroyos Tajuelo y Merdero y por un tramo del río Tajo. Los puntos de medición se localizan tanto aguas arriba como aguas abajo de las minas, así como a la salida de las balsas de decantación finales de dos minas activas: María José y El Machorro. Se

muestra el diseño y la implementación de la red, proporcionándose también algunos hidrogramas y sedimentogramas a modo de ejemplo, que se discuten y analizan. En este sentido, lo más destacable es que el seguimiento del transporte de sedimentos en suspensión, además de aportar información sobre el flujo de sedimentos, permitirá obtener valores de referencia (*baseline*) para parámetros como la concentración de sedimentos en suspensión, lo que ayudará a evaluar el presunto impacto de la actividad minera.

Tras los trabajos realizados centrados en identificar y cuantificar las principales áreas de emisión de sedimentos en red fluvial, así como en su caracterización y contextualización, se discute sobre qué zonas se debería actuar para reducir los procesos erosivos, y se propone la solución de actuación. Así, se considera que las escombreras exteriores de la mina inactiva Santa Engracia son, a día de hoy, la principal fuente de sedimentos en este entorno, y donde habría que actuar con más urgencia. Pero también se clarifica dónde no tiene sentido actuar, y por qué. Es el caso de las cárcavas, dado que se entiende que éstas ya forman parte del sistema hidrogeomorfológico de este entorno, el cual se ha ajustado a la emisión de sedimentos desde ellas. En el caso de las minas activas, se considera que las medidas de control para la sedimentación (balsa de decantación o sedimentación) sirven para el control de la emisión de sedimentos. Sin embargo, se considera que las medidas para el control de la erosión pueden ser muy mejorables, por lo que se aporta una solución de restauración geomorfológica basada en el método Geofluv.

Esta solución se ha desarrollado a partir de las investigaciones iniciadas en la escombrera experimental de El Machorro, que dejaron claro el uso que debía darse a la cobertura edáfica y a la formación superficial (coluvión carbonático), pero que quedaban limitadas por una simple mejora topográfica, pasar de laderas rectas a cóncavas. La solución propuesta consiste en la construcción de diseños de restauración basados en principios geomorfológicos integrales, que replican topografías con redes de drenaje y morfologías de canales que consiguen restablecer un equilibrio hidrológico y de flujo de sedimentos, y se restablecen valores de esorrentía, erosión y sedimentación similares a los de las laderas naturales del entorno.

Abstract

An environmental problem related with the degradation of fluvial biological communities, specifically with the trout, exists in the Upper Tagus Natural Park. No scientific study identifying one of the potential factors related to the complex environmental consequence has been hitherto published. However, it is assumed that there is an influence of the emission of detritic sediments to the fluvial network from the surrounding mined areas. In this framework, the main aim of this thesis is to understand the sediment fluxes —along with identifying and quantifying the main sediment sources—, in the sector of the Upper Tagus Natural Park between the villages of Peralejos de las Truchas, Poveda de la Sierra and Peñalén, where the main gullies and kaolin mines of the region exist.

In order to make those quantifications, direct (field) measurements of both erosion and sedimentation have been made. These include monitoring of an active mine (El Machorro), with measurements for erosion and sedimentation control and an experimental spoil heap resulting in a sediment yield value of $292 \text{ Mg ha}^{-1}\text{yr}^{-1}$ for the whole mine, accumulated in sedimentation pools. Several studied restoration treatments had mean erosion rates between 7 and $123 \text{ Mg ha}^{-1}\text{yr}^{-1}$, with a three-fold higher yield ($314 \text{ Mg ha}^{-1}\text{yr}^{-1}$) from linear slopes that represent spoil heaps without restoration. The monitoring of this experimental spoil heap allowed obtaining unequivocal topographical and topsoil reclamation criteria in order to reduce the erosion, such as the use of local topsoil and concave slopes. Additionally, a geomorphic reclamation solution, specifically addressed to re-establish the hydrological and erosive-sedimentological steady states in this contour mining framework, has been developed.

Additionally, the sediment yield from the main gullied slope of the region (Ribagorda gully) has been measured during five years by quantifying the filling of a series of check dams located downstream of the gully. The obtained sediment yield ($121 \text{ Mg ha}^{-1}\text{yr}^{-1}$) is considering “natural”, therefore the use of check dams is inappropriate as management practice in this setting.

The sediment yield of spoil heaps of an inactive mine (Santa Engracia) lacking erosion and sedimentation measurements has been quantified. This inactive mine is located in a gullied watershed (Peñalén) with check dams. The spoil heaps are shown to have an erosion rate of $318 \text{ Mg ha}^{-1}\text{yr}^{-1}$ (for a period of 19 years). This sediment flux to the environment is amplified by fluxes derived from

another mined area and from natural gullies, resulting in a severe erosive activity of the whole watershed. This is demonstrated by 6200 Mg of sediment accumulated in check dams during less than two months in the 2009-2010 winter. A total of 19500 Mg accumulated from the beginning of the check dam construction. Interpretation of these values considers that the amount of sediment accumulated in the dams determines their very short (2-36 month) lifespan.

Although the obtained magnitudes of erosion and sediment yield agree with published results for similar scenarios, the critical issue is the extent of connectivity with the fluvial network. Thus, the mines with measures to limit sediment yield accumulate the sediments within the mine areas in sediment ponds and culverts, whereas mined lands without such measures supply high sediment yields to the fluvial network in a framework of high connectivity.

With the aim of quantifying and monitoring adequately the flux of sediments that reach the Tagus River, the research work of this thesis has allowed the design and beginning of installation of a sediment monitoring network. This network consists of eight monitoring installations distributed along the fluvial network of the Tajuelo and Merdero creeks and in a stretch of the Tagus River. Their distribution comprises locations upstream, at the outlet of the María José and El Machorro mines and further downstream at their outlet in the Tajuelo and Merdero creeks. The design and implementation of this monitoring network is detailed, exemplified, by hydrographs and sedigraphs. These first outcomes of the developed fluvial instrumentation network forms a suspended sediment concentration baseline, as well as information about flux sediment. This information will enabled the future evaluation of the supposed impact of mining activity.

After having identified, quantified and characterized the main sediment sources, the hot spots in which restoration actions should be prioritized (main 'avoidable' sediment sources) have been identified. These are mined areas of Santa Engracia without control of erosion of sedimentation, which are presently the main sediment source of this environment, and those which require urgent action. As The gullied areas forming part of the hydrogeomorphic local system which is already 'adjusted' to the fluvial system are argued not to be acted upon in terms of erosion and sedimentation control. The sediment ponds in the mines are shown to control and avoid the emission of sediments, subject to being monitored. As the current reclamation practices are subject to improvement, an

ad hoc geomorphic reclamation solution based on the GeoFluv methodology is also provided.

This geomorphic reclamation solution was developed from the research at the experimental spoil heap of the El Machorro mine. This showed the benefits of the use of the local soil as topsoil and the transformation of linear slopes into concave ones. The reclamation solution provided in this thesis is based on a holistic geomorphic approach, which replicates the local topography with a drainage network, and with channel morphology which re-establish the hydrological and sediment flux dynamic equilibria. Therefore, the obtained landscapes are expected to yield runoff, erosion and sediment values equivalent to those of the natural slopes which surround the mined slopes.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN, ANTECEDENTES Y OBJETIVOS



Río Tajo aguas arriba del Puente de San Pedro (Zaorejas).
(Foto: Jonathan Laronne, Julio 2011)

Esta introducción recoge una revisión bibliográfica relacionada con los distintos aspectos que se tratan en la tesis. Se recapitula información básica y antecedentes que ayudan a poner la tesis en contexto, proporcionando el necesario marco teórico que permita comprender y seguir la contribución de esta tesis.

En primer lugar se realiza una revisión donde se reflexiona sobre la erosión natural y la erosión inducida por actividades humanas, prestando atención a la erosión en ambientes mediterráneos. Después se definen los términos más usados en estudios de erosión. Posteriormente la revisión bibliográfica se centra en estudios de erosión realizados en minas y áreas mineras así como en cárcavas, ya que estos dos escenarios han sido identificados como principales fuentes de sedimentos en el área de estudio. Los trabajos seleccionados se refieren a estudios de erosión y emisión de sedimentos detríticos, no de sustancias químicas o contaminantes. También se ha recopilado información sobre los ríos de montaña desarrollados sobre materiales de origen carbonático, con la intención de contextualizar los cursos fluviales del área de estudio. A continuación se han recopilado trabajos referentes a los efectos que los sedimentos detríticos pueden tener sobre la vida acuática, la calidad del agua y la dinámica y morfología fluvial. Finalmente, se define el punto de partida y el contexto de esta tesis, introduciendo la problemática ambiental existente en la zona de estudio, ligada a una emisión de sedimentos detríticos relacionada con una transformación antrópica del territorio, y los estudios previos sobre la calidad o estado de los cursos fluviales.

1.1. La erosión, fenómeno natural intensificado por la acción humana

La erosión es un fenómeno geológico natural causado por la acción del agua o viento que provoca la pérdida de las partículas del suelo (Almorox Alonso *et al.*, 2010). Esta erosión, y por tanto la producción de sedimentos en las cuencas, es un proceso natural que está condicionado por aspectos como la geología de la cuenca, la energía del relieve, la cobertura vegetal, el caudal de los cursos fluviales, la estructura y estabilidad de los cauces, la composición del lecho y procesos de alteración de la cuenca, como incendios, procesos de movimiento en masa o de deshielo (Anderson, 1996). Estos procesos de alteración o perturbaciones, son esporádicos y contingentes, impredecibles aunque

previsibles. Estas perturbaciones alteran el equilibrio de la cuenca temporalmente, por lo que es de esperar que la producción de sedimentos disminuya rápidamente tras la alteración, aunque el sistema no tiene por qué volver a su estado inicial, ya que en la actualidad se considera que la naturaleza está en cambio continuo (Rice *et al.*, 1972).

Sin embargo, hay actividades humanas que pueden acelerar los procesos de erosión en las cuencas e incrementar la producción de sedimentos (Bui *et al.*, 2011). Entre las más relevantes se encuentran la agricultura, la minería, la silvicultura, la tala de árboles o deforestación, el desarrollo urbano, la modificación de los cursos fluviales mediante canalización o construcción de presas y puentes, o la construcción de carreteras y caminos (Rice *et al.*, 1972; Anderson, 1996; Berry *et al.*, 2003). Estos autores además señalan que cualquier cambio en los usos del suelo de una cuenca frecuentemente contribuye al incremento de la erosión, lo que aumenta la carga de sedimentos en la red fluvial. García-Ruiz (2010) también comparte esta idea, explicando que la deforestación y la sustitución de zonas boscosas por zonas de pasto o cultivos contribuyen a un incremento en la erosión del suelo, pudiendo producir el desarrollo de cárcavas y regueros y favorecer los procesos de deslizamientos superficiales (*shallow landslides*). Estos procesos incrementan el aporte de sedimentos a los ríos y contribuyen a la formación de nuevas estructuras sedimentarias, como terrazas fluviales y deltas. Así, se ha indicado que el 70% de sedimento producido en una cuenca queda retenido en ella (Wilkinson y McElroy, 2007). La figura 1.1 muestra un esquema del flujo de sedimentos dentro de una cuenca.

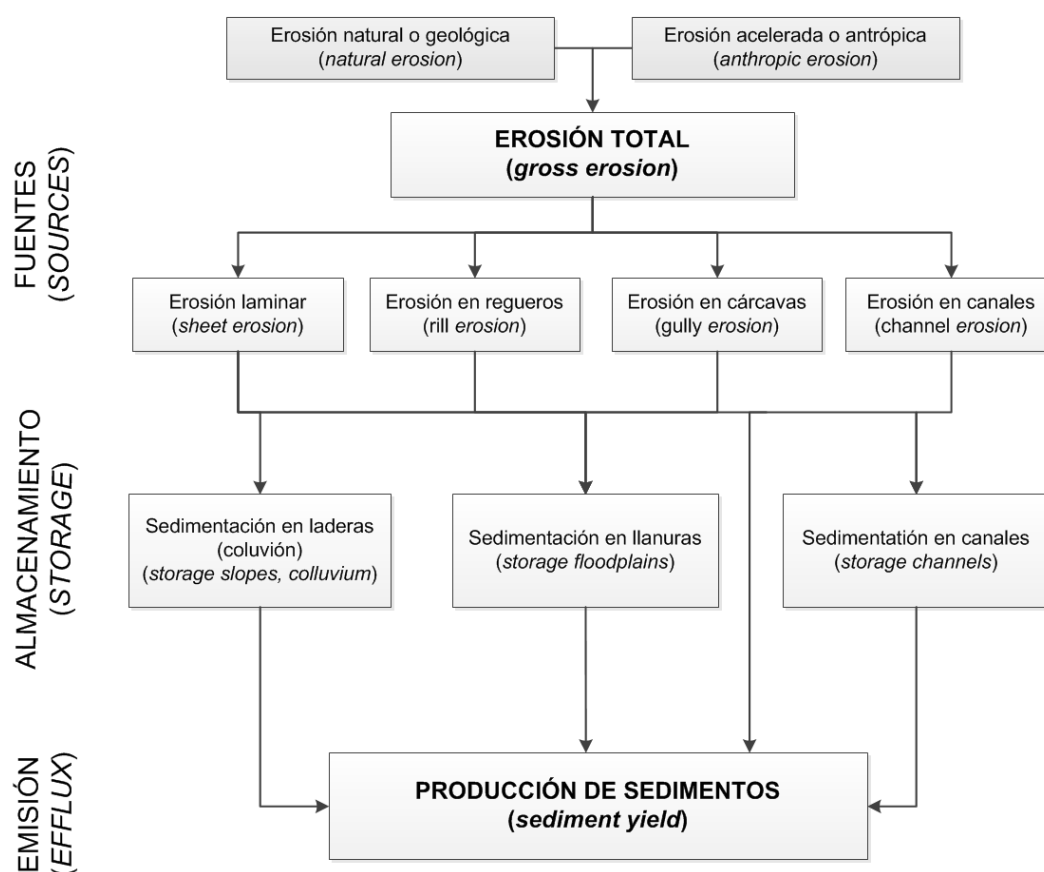


Figura 1.1. Esquema general del movimiento de sedimentos en una cuenca. Modificado de Cooke y Doornkamp (1990).

Otra idea relevante es el concepto de “tasa de erosión de suelo tolerable” o “pérdida de suelo aceptable”. La definición de este término debe ser diferente dependiendo de si el objetivo es la productividad agrícola o la calidad del agua (Wischmeier y Smith, 1978). Por esta razón, Li *et al.* (2009) proponen varias definiciones para la erosión tolerable o *T-values*, como se denomina en Estados Unidos. *T1* define la erosión tolerable del suelo como aquella igual a la tasa de formación de suelo, *T2* se centra en la productividad agrícola y *T3* refleja los impactos *off-site* en la red fluvial y ambientes acuáticos.

En general se considera como límite máximo de pérdida de suelo $11,2 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ (Schmidt *et al.*, 1982), aunque este valor puede variar para los distintos tipos de suelos, en función de su estado de conservación, profundidad y propiedades físicas y químicas (de Alba *et al.*, 2011). En Europa habitualmente se usa el valor $1,4 \text{ t ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$ como el límite de erosión tolerable para suelos minerales (Verheijen *et al.*, 2009), si bien, es importante tener en cuenta la capacidad de formación de suelo en cada caso. En España, Moreira (1991) propuso para el valle del Guadalquivir, tasas máximas de pérdida de suelo de

7,1 t ha⁻¹año⁻¹ para suelos con más de 150 cm de profundidad y de 0,2 t ha⁻¹año⁻¹ para suelos con profundidad inferior a 25 cm. En ambientes más cercanos al área de trabajo de esta tesis, Moreno de las Heras *et al.* (2010) registraron empíricamente un valor de erosión máximo de 8 t ha⁻¹año⁻¹ para que la sucesión ecológica pueda progresar en laderas procedentes de la restauración de minas de carbón a cielo abierto en Utrillas, Teruel.

En las regiones mediterráneas, las fuentes de sedimento pueden ser las mismas que en cualquier otro ambiente. Sin embargo, es importante tener en cuenta tanto las características climáticas, por ejemplo la existencia de cortas e intensas lluvias, como la historia de estas regiones, que han sido modificadas por el hombre durante siglos, condicionando su cobertura vegetal y la evolución del paisaje (Lasanta *et al.*, 2006; García-Ruiz *et al.*, 2010). La erosión del suelo es un factor clave en ambientes mediterráneos, no solo estrechamente condicionado por la litología, topografía y climatología de cada cuenca, sino también por el uso del suelo y los cambios en la cobertura vegetal (García Ruiz, 2010). Darwish *et al.* (2011) explican que en los países mediterráneos, concretamente, las actividades extractivas en canteras producen un incremento de la presión sobre los suelos y sobre los recursos de agua, lo que acelera los procesos de erosión y como consecuencia la destrucción de zonas cultivables.

La erosión de suelo se ha considerado como una de las principales causas de degradación de suelo a nivel global (Valentin *et al.*, 2005). Los estudios de erosión en todo el mundo son muy numerosos, habiéndose visto incrementado el número de publicaciones en las últimas décadas (Almorox Alonso *et al.*, 2010). Esto indica una alta preocupación por la erosión del suelo y sus consecuencias o impactos, así como por la conservación del suelo y recursos naturales en general. Esta preocupación es, si cabe, mayor en los ambientes mediterráneos, considerándose a España como uno de los países más afectados por la erosión del suelo de la Europa mediterránea, con alto riesgo de desertificación (Solé-Benet, 2006; Almorox Alonso *et al.*, 2010).

Para la elaboración de este apartado, así como en los estudios de erosión de suelo en general, se han empleado términos específicos, tanto en español como en inglés, que en algunos casos pueden ser confusos. Así por ejemplo, en algunos trabajos, se han usado como sinónimos los términos “tasa de erosión” (*soil erosion rate*) y “tasa de producción de sedimentos” (*sediment yield*). En la tabla 1.1 se recopilan las definiciones de los términos considerados más importantes, por su amplio uso, tratando de clarificar conceptos.

Tabla 1.1. Definición de términos relacionados con la erosión del suelo. Definiciones traducidas, cuando es necesario, de las referencias indicadas.

Término en Español	Término en Inglés	Definición	Referencia
Erosión (natural o geológica)	<i>Erosion</i>	Fenómeno geológico natural causado por la acción del agua o viento y que provoca la pérdida de las partículas del suelo.	Almorox <i>et al.</i> (2010)
Erosión acelerada o antrópica	<i>Anthropic erosion</i>	Incremento de la erosión natural producido por la intervención humana.	McSaveney y Whitehouse (1989)
Erosión de suelo	<i>Soil erosion</i>	La erosión del suelo consiste en la remoción, arranque y transporte de los materiales que constituyen la capa más superficial del suelo, sea cual sea el agente responsable: agua, viento, hielo, actuaciones humanas, etc.	De Alba <i>et al.</i> (2011)
Degradación del suelo	<i>Land degradation</i>	La disminución temporal o permanente de la capacidad de producción de las tierras y pérdida de la capacidad de proporcionar bienes y servicios.	FAO (2002)
Desertificación	<i>Desertification</i>	Degradación del suelo en áreas áridas, semi-áridas y sub-húmedas secas resultante de las variaciones climáticas y las actividades humanas.	UNEP (1994)
Denudación del suelo	<i>Soil detachment</i>	Desprendimiento de partículas de la masa de suelo en un lugar determinado de la superficie del suelo.	Zhang <i>et al.</i> (2002)
Pérdida de suelo	<i>Soil loss</i>	Material realmente removido de una ladera en particular o de un segmento de ladera. La pérdida de suelo puede ser menor que la erosión debido a las deposiciones on-site en depresiones micro-topográficas o en depresiones de la ladera.	Toy y Foster (1998)
		Erosión total producida en una cuenca.	Roehl (1962)
Erosión total	<i>Gross erosion</i>	Erosión total dentro de una cuenca producida por erosión laminar, erosión en regueros, erosión cárcavas y erosión en canales expresada en peso por unidad de tiempo o rebajamiento de la superficie por unidad de tiempo.	Cooke y Doornkamp (1990)
		Relación porcentual entre la producción de sedimentos para un punto de medición específico en una cuenca y la erosión total que ocurre en la cuenca aguas arriba de ese punto.	Roehl (1962)
Ratio de sedimento exportado	<i>Sediment delivery ratio (SDR)</i>	Fracción de la erosión total (<i>gross erosion</i>) que es transportada en una cuenca dada y en un intervalo de tiempo concreto.	Lu <i>et al.</i> (2006)
		Ratio entre la producción de sedimento y la erosión total en una cuenca, normalmente expresado como un porcentaje.	Cooke y Doornkamp (1990)
Sedimento almacenado	<i>Sediment storage</i>	Proporción de sedimento erosionado en una cuenca que no sale de ella, quedando almacenado en las laderas (<i>storage slopes</i>), en las llanuras (<i>storage floodplains</i>) o en los canales o cursos fluviales (<i>storage channels</i>).	Cooke y Doornkamp (1990)
Conectividad	<i>Conectivity, Coupling</i>	Transmisión de materia y energía (o agua y sedimentos) entre los componentes de un sistema o unidades de un paisaje. Pueden darse tres estados de conectividad: no conectados (<i>not coupling</i> o <i>buffered landscapes</i>), conectados (<i>coupled</i>) y desconectados (<i>discoupled</i>)	Harvey (2001)
		Sedimento total que sale de una cuenca, medible en la sección transversal de una referencia y para un periodo de tiempo específico. Habitualmente se expresa en peso por unidad de tiempo y área y comúnmente se calcula a partir de medidas de concentración de sedimento en suspensión o producción de sedimento en suspensión (<i>suspended sediment yield</i>)	Vanoni (1975) en Cooke y Doornkamp (1990)
Tasa de producción de sedimentos, Producción de sedimentos específica	<i>Sediment yield (SY), Specific sediment yield (SSY)</i>	Suma de pérdida de suelo menos la sedimentación en depresiones micro-topográficas, al pie de la ladera etc. Producción de sedimentos a escala de cuenca. Habitualmente se calcula multiplicando la erosión total estimada para una cuenca por el <i>Sediment Delivery Ratio</i> (SDR), estimado en función del área, topografía y red de drenaje de la cuenca.	Toy y Foster (1998)
			Vanmaercke <i>et al.</i> (2011)
Tasas de erosión, Tasas de pérdida de suelo	<i>Erosion rates, Soil erosion rates</i>	Producción de sedimentos a escala de ladera o parcela.	Vanmaercke <i>et al.</i> (2011)
		Tasa de erosión del suelo que no es mayor que la tasa de producción de suelo.	Boardman y Poesen, (2006)
Tasa de erosión de suelo tolerable, pérdida de suelo aceptable, etc.	<i>Tolerable soil erosion rate, soil loss tolerance, permissible soil loss, etc.</i>	Nivel máximo de erosión de suelo que permite un alto nivel de productividad de los cultivos para que sean sostenibles económicamente y de forma indefinida.	Wischmeier y Smith (1978)

1.2. Estudios de erosión en cuencas con cárcavas y *badlands*

1.2.1. Introducción al desarrollo de cárcavas y zonas acarcavadas (*badlands*)

La erosión en cárcavas (*gullies*) o zonas acarcavas (*badlands*) es un proceso de erosión de suelo que sucede en todo el mundo, habiéndose convertido en un tema de estudio a nivel global (Poesen *et al.*, 2006; Bodoque *et al.*, 2011).

La formación de cárcavas y *badlands* se produce en un amplio rango climático, pero especialmente en climas mediterráneos, por su alta variación de temperaturas y humedad, y por la existencia de lluvias torrenciales (Poesen *et al.*, 2006; Nadal-Romero *et al.*, 2011). El desarrollo de estas formas, además de por el clima, también está condicionado por la litología y por la carencia de la protección de la cubierta vegetal (Bryan y Yair, 1982; Kasanin-Grubin y Bryan, 2007). Las cárcavas tienden a desarrollarse en materiales poco consolidados (Poesen *et al.*, 2006). Las litologías más comunes en áreas con cárcavas son las margas y las rocas arcillosas (Nadal-Romero *et al.*, 2011) siendo más escasas las litologías arenosas (Lucía *et al.*, 2012).

El principal agente erosivo partícipe de la evolución de cárcavas y *badlands* es el agua, tanto superficial, mediante procesos fluviales, como subterráneo, facilitando la erosión química (p.e. disolución de sales) y procesos de *piping*. (Harvey, 1982; Valentin *et al.*, 2005; Poesen *et al.*, 2006; Gómez Gutiérrez *et al.*, 2011). Estos procesos también se ven acompañados por movimientos en masa (caídas, desprendimientos, colapsos, etc.) haciendo difícil separar unos procesos de otros (Poesen *et al.*, 2006). Por tanto, la pendiente juega un papel importante para el desarrollo de procesos geomorfológicos en *badlands* (Nadal-Romero *et al.*, 2011). En realidad, son muchos los procesos erosivos y formas que se pueden encontrar en cárcavas y *badlands*. Lucía *et al.* (2012) muestran una recopilación de procesos y formas resultantes observados en cárcavas arenosas del centro peninsular, las cuales son muy similares a las que existen en el Alto Tajo, dado que se desarrollan sobre formaciones geológicas equivalentes, facies Utrillas o similares, y en contextos fisiográficos y climáticos también parecidos.

La antigüedad y origen de cárcavas y *badlands* son dos aspectos que también han sido de interés para los científicos. Poesen *et al.* (2006) en su capítulo dedicado a la erosión en cárcavas en Europa, se preguntan, si la erosión en cárcavas es un proceso reciente en Europa, concluyendo, que no es así. De acuerdo a la revisión realizada por estos autores, parece que el desarrollo de cárcavas y *badlands* en Europa ha sido localmente significativo durante los últimos 3000 años, aunque la edad de las cárcavas y *badlands* varía según países o regiones. Así, en el norte de Europa la erosión en cárcavas tiene una edad de 2857 - 2495 a.d.c., en Bélgica este proceso se ha situado en la edad de Bronce (1700 a.d.c) y finales del periodo Romano o en la Pequeña Edad de Hielo, para Reino Unido se ha situado en los siglos IX-X y en el XIV en Alemania y Eslovaquia. En la Europa mediterránea, las edades también varían habiéndose definido un rango de antigüedad de entre 2700 y 40000 años, concretamente el sureste de España se encuentra fuera de este rango, habiéndose descrito edades comprendidas entre el 350 y 1940 d.d.c (ver Poesen *et al.*, 2006, para más detalles).

En lo que se refiere al origen de formación de estas cárcavas y *badlands*, los trabajos revisados por Poesen *et al.* (2006) parecen indicar que están asociados a periodos de cambios ambientales, que pueden conducir a una reducción de la cubierta vegetal, y a periodos de intensas lluvias (Poesen *et al.*, 2006). A una escala temporal menor, los cambios en los usos del suelo; el pastoreo, los cultivos etc., se han descrito como los responsables del inicio de estos procesos de erosión (García-Ruiz, 2010). Para el caso concreto de las cárcavas arenosas del piedemonte norte de la Sierra de Guadarrama, en el centro peninsular, su origen parece ser debido a antiguas actividades extractivas sobre monteras de rocas calizas suprayacentes a las formaciones arenosas, que habrían desencadenado intensos procesos erosivos sobre las mismas, como apuntan Moreno (1989) y Vicente *et al.* (2009).

Una vez que una cárcava se ha iniciado, ésta puede continuar su desarrollo incluso una vez que las causas que originaron la cárcava cesan (Valentin *et al.*, 2005). Como ya se ha indicado, el agua es el agente erosivo principal en la formación y desarrollo de cárcavas, siendo este proceso muy complejo. Una cárcava puede pasar por sucesivos ciclos de erosión y agradación (Gómez Gutiérrez *et al.*, 2011).

1.2.2. Consecuencias e impactos derivados del desarrollo de cárcavas y badlands

Las cárcavas y *badlands* están consideradas como las áreas donde mayor erosión de suelo se produce a nivel mundial, siendo las tasas de erosión en *badlands* mucho mayores que las de las áreas del entorno (Nadal-Romero *et al.*, 2011). Por esta razón, es de esperar, que los *badlands* contribuyan significativamente a la producción de sedimento de la cuenca en que se encuentran (Poesen *et al.*, 2006; Nadal-Romero *et al.*, 2011).

Esta emisión de sedimentos y la propia formación de cárcavas pueden producir problemas ambientales y socio-económicos, tanto en zonas próximas a las cárcavas (*on-site effects*) como aguas abajo en zonas alejadas (*off-site effects*). La consecuencia más obvia del desarrollo de cárcavas y *badlands* es la pérdida de suelo (Poesen *et al.*, 2006; Gómez Gutiérrez *et al.*, 2011), las cárcavas también pueden acelerar los procesos de aridificación y desertificación (Valentin *et al.*, 2005). Cuando las cárcavas se desarrollan en campos de cultivo (cárcavas efímeras o cárcavas de fondo de valle o aluviales) (Poesen *et al.*, 2006; Campbell, 1997), éstas conllevan una pérdida de suelo disponible para el cultivo; disminuyen la calidad del suelo, por ejemplo disminuyendo la capacidad de retención hídrica; e incrementan los costes de labor, al tener que rellenar las cárcavas formadas (Valentin *et al.*, 2005; Poesen *et al.*, 2006; Gómez Gutiérrez *et al.*, 2011). Entre los efectos *on-site* merece la pena reseñar la contribución de García-Fayos *et al.* (2000) quienes, en cárcavas margo-arcillosas, demostraron que la limitación principal para el establecimiento de la vegetación en estos ambientes no tiene que ver con la ausencia o arrastre de semillas por erosión, sino con la corta duración del agua disponible en el suelo tras las lluvias debido a las características físicas y químicas del regolito.

Los efectos *off-site* se deben principalmente a la emisión de sedimentos, habiéndose además encontrado que la formación de cárcavas contribuye a un aumento de la conectividad, por lo que facilitan el transporte de sedimentos, nutrientes y contaminantes (Poesen *et al.*, 2006; Lucía *et al.*, 2012). Así, algunos autores han descrito la contribución de sedimentos procedentes de cárcavas al relleno de embalses y lagos, con los consiguientes problemas de eutrofización, por ejemplo. También se han descrito impactos en carreteras y edificios por enterramiento o cómo el desarrollo de cárcavas puede afectar a estructuras como puentes o tuberías (Poesen *et al.*, 2006).

1.2.3. Estudios de erosión en cárcavas: metodología y tasas de erosión

Son muchos los estudios sobre erosión en cárcavas y *badlands*, aunque los objetivos de estos trabajos pueden ser diferentes; así algunos autores se centran en la descripción de procesos y formas y otros cuantifican la producción de sedimentos. También se ha estudiado la evolución de cárcavas en tiempos recientes, sus características litológicas, edáficas..., los impactos o consecuencias derivados del desarrollo de cárcavas etc. La metodología empleada está en función de los objetivos del trabajo, encontrándose un amplio abanico de métodos, tanto directos como indirectos. La tabla 1.2 recoge un resumen de distintas metodologías empleadas en el estudio de erosión en cárcavas con ejemplos de trabajos donde se han empleado.

La tasa de producción de sedimentos en cárcavas es un aspecto que preocupa a la mayoría de los autores debido, probablemente, a los impactos derivados de la emisión de sedimentos. Las tasas de producción de sedimentos publicadas por distintos autores son muy variadas, ya que hay muchos factores que influyen en ella. Estas tasas están condicionadas por: la litología, las características climáticas del lugar donde se desarrollan las cárcavas o el tipo de cárcava, la metodología de estudio empleada, la topografía, etc. Por otro lado, es importante tener en cuenta la relación tamaño de cuenca y producción de sedimentos, ya que, de forma general, a mayor tamaño de cuenca, mayor posibilidad de sedimentación dentro de la cuenca (menor *Sediment Delivery Ratio*, SDR), de modo que menor cantidad de sedimentos serían emitidos desde la cuenca, aunque esto también está relacionado con las características topográficas y la geomorfología de la cuenca (ver Poesen *et al.*, 2006; Nadal-Romero *et al.*, 2011).

Poesen *et al.* (2006) indican que para cárcavas efímeras (*ephemeral gullies*) las tasas de producción de sedimentos varían entre 1 y 40 t ha⁻¹año⁻¹, dependiendo de la lluvia y las condiciones del lugar. Las mayores tasas se han descrito para zonas de *badlands* activas, por ejemplo tasas de entre 57 y 137 t ha⁻¹año⁻¹ en los Alpes franceses (Mathys *et al.*, 2003) y entre 302 y 455 t ha⁻¹año⁻¹ en el Noreste peninsular (Martínez-Casasnovas *et al.*, 2003). En las cárcavas arenosas del centro peninsular, muy similares a las existentes en el Alto Tajo, se han medido tasas de erosión del orden de 45 a 74 t ha⁻¹año⁻¹ (Lucía *et al.*, 2012; Lucía, 2013).

Tabla 1.2. Métodos empleados para el estudio de erosión en cárcavas y *badlands*.

Método	Descripción	Referencias
Métodos directos		
Agujas o barras de erosión	Colocación de barras o agujas para su medición periódica. Permiten estimar el rebajamiento de la superficie por erosión laminar donde se encuentran.	Cerdá-Bolinches y Payá-Serrano (1995); Sirvent <i>et al.</i> (1997); Della Seta <i>et al.</i> (2007)
Micro-perfiladores topográficos	Medición de la profundidad de regueros (<i>rills</i>) y áreas entre regueros (interrill) en secciones concretas. Si se realiza periódicamente pueden obtenerse valores de rebajamiento. También permite obtener información a sobre variaciones micro-topográficas.	Sirvent <i>et al.</i> (1997)
Parcelas experimentales	Medición de la pérdida de suelo, escorrentía, infiltración etc., en parcelas mediante la recolección del agua y sedimentos en tanques o colectores. Existen muchos tipos de parcelas experimentales (abiertas, cerradas, distinto tamaño) y con distintos tipos de colectores.	Sirvent <i>et al.</i> (1997); Lucía <i>et al.</i> (2012)
Fotogrametría	Análisis de fotografías aéreas, permite estimar tasas de retroceso en la cabecera de la cárcava, describir su evolución en el tiempo, etc.	Martínez-Casasnovas <i>et al.</i> (2003)
Modelos digitales de elevación (MDE)	Los modelos digitales de elevación (MDE) permiten estimar tasas de erosión mediante comparación de MDE antiguos y modernos, describir formas, etc.	Martínez-Casasnovas <i>et al.</i> (2003)
Láser Escáner Terrestre (TLS)	El TLS permite obtener MDE de mucha precisión. La comparación de escaneados periódicos permite, por ejemplo, observar diferencias y cuantificar el volumen de material erosionado.	Lucía <i>et al.</i> (2012)
Simulación de lluvia	Estudio de la pérdida de suelo, formas erosivas generadas, y comportamiento del sustrato en general, bajo unas condiciones de lluvia conocidas	Cerdá-Bolinches y Payá-Serrano (1995); Nadal-Romero y Regüés (2010)
Radioisótopos (^{137}Cs)	Determinación de tasas de erosión y sedimentación con el radioisótopo Cesio-137. Esta técnica se basa en la comparación de puntos de muestreo de Cs con un lugar de referencia de la misma zona donde el Cs es estable.	Navas y Walling (1992); Soto y Navas (2004)
Dendro-geomorfología	Estudio de la erosión laminar en cárcavas y <i>badlands</i> para periodos de tiempo de decenas de años mediante el análisis de los anillos de raíces que quedan expuestas por este proceso de erosión.	Vandekerckhove <i>et al.</i> (2001); Bodoque <i>et al.</i> (2011); Ballesteros-Cánovas <i>et al.</i> (2012)
Cuantificación relleno embalses, lagos y diques de corrección hidrológica	La cuantificación del relleno de embalses, lagos, pequeñas presas y diques de corrección hidrológica ha servido para la estimación de tasas de erosión en zonas con predominio de cárcavas y <i>badlands</i> .	Romero-Díaz (2007a,b,2008); Conesa García y García Lorenzo (2007)
Monitorización de cuencas	Medición continua a la salida de una cuenca con cárcavas o <i>badlands</i> de parámetros como: caudal, concentración de sedimentos en suspensión, concentración de solutos y carga de fondo. Medida directa de la producción de sedimentos.	Regüés <i>et al.</i> (2000); Nadal-Romero <i>et al.</i> (2008a,b); Nadal-Romero y Regüés (2010); Duvert <i>et al.</i> (2012)
Análisis de fuentes documentales	Análisis de fuentes documentales como mapas antiguos, documentación etc., para obtener información acerca del origen y evolución de cárcavas.	Vicente <i>et al.</i> (2009)
Seguimiento fotográfico	Realización de fotografías periódicamente con el objetivo de identificar morfologías y cambios en el tiempo.	Cerdá-Bolinches y Payá-Serrano (1995); Gómez Gutiérrez <i>et al.</i> (2009a)
Métodos indirectos		
<i>Modelos de erosión en cárcavas</i>		
ETC Model (Erosion des Torrente in Crue o Flood Torrent Erosion)	Modelo de erosión-lluvia-escorrentía que calcula, caudales sólidos y líquidos y tasas de producción de sedimento para un evento y a escala de cuenca. Desarrollado en el Cemagref de Grenoble (Francia) desde 1990.	Mathys <i>et al.</i> (2003)
Ephemeral Gully Erosion Model (EGEM)	Modelo de erosión específico para cárcavas efímeras. Permite estimar la pérdida de suelo en cárcavas efímeras, expresando los resultados en volumen (m^3), para una tormenta o para condiciones anuales medias. Modelo desarrollado en Estados Unidos.	Nachtergaele <i>et al.</i> (2001); Capra <i>et al.</i> (2005)
WATEM/SEDEM	Modelo de erosión de suelo, basado en la RUSLE, que incluye una ecuación de capacidad de transporte de sedimento y un modelo de distribución de sedimento. Permite la predicción de la emisión de sedimento a la red fluvial.	Alatorre <i>et al.</i> (2010)

1.3. Estudios de erosión y emisión de sedimentos detríticos en zonas mineras

1.3.1. *Impactos ambientales de la minería a cielo abierto ligados a la emisión de sedimentos detríticos*

La minería es una actividad industrial desarrollada a nivel global, que ocupa el 0,3% de la superficie total mundial (Hooke *et al.*, 2012). Esta actividad es necesaria para mantener el estilo de vida de la sociedad actual, ya sea en los países desarrollados o en vías de desarrollo. Sin embargo, la minería puede ser perjudicial para la salud y seguridad pública y puede causar daños en el medio ambiente (Kim *et al.*, 2012).

Concretamente, la minería a cielo abierto (*surface mining*), el tipo de minería existente en el Alto Tajo, afecta a todos los componentes de los ecosistemas: topografía, hidrología (superficial y subterránea), suelos, vegetación, fauna, atmósfera y paisaje (Toy y Hadley, 1987; Osterkamp y Morton, 1996; Evans, 2000; Whisenant, 2002; Rivas *et al.*, 2006).

El impacto hidrológico (superficial y subterráneo) es uno de los más perjudiciales, ya que puede afectar a ecosistemas y sistemas fluviales aguas abajo de las minas y a relativa distancia (Toy y Hadley, 1987; Nicolau y Asensio, 2000). En el caso de las aguas subterráneas, este impacto hidrológico puede deberse a la modificación de cursos subterráneos o al descenso del nivel freático, al quedar éste expuesto o ser interceptado por los trabajos de excavación y a la reducción o variación de la infiltración en la superficie afectada por minería, además de posibles problemas de contaminación, que no nos ocupan en esta revisión. En el caso de las aguas superficiales, el impacto hidrológico principal, a nivel global, es el ligado a la emisión de contaminantes y en segundo lugar al incremento de aporte de sedimentos a la red fluvial desde las minas, lo que puede producir serios problemas de sedimentación y modificaciones importantes en la dinámica y morfología de los cursos fluviales del entorno (ver Toy y Hadley, 1987 y apartado 1.5 para más detalles).

La erosión hídrica superficial puede producirse de distintas formas: erosión por salpicadura (*splash erosion*), erosión por flujo laminar (*sheet erosion*) y erosión por flujo concentrado (*concentrated flow erosion*) (Almorox Alonso *et al.*, 2010). En minería, la erosión por flujo concentrado, concretamente, la erosión en

regueros (*rill erosion*) y erosión en cárcavas (*gully erosion*), es la que cobra mayor protagonismo, atribuyéndosele una mayor capacidad erosiva (Hancock *et al.*, 2000). Así mismo es considerada una de las principales causas del fracaso de las restauraciones mineras (Toy y Hadley, 1987; Haigh, 2000; Nicolau y Moreno-de las Heras, 2005). Los movimientos en masa, como deslizamientos o caídas, también son comunes en escombreras y frentes mineros, constituyendo una importante fuente de sedimentos que puede rellenar cunetas y balsas dentro de la mina, e incluso alcanzar cauces naturales del entorno (Toy y Hadley, 1987). Puede decirse entonces que la erosión hídrica en zonas mineras puede tener efectos dentro de la mina (*on-site*) y fuera de la mina (*off-site*).

Sin embargo, al contrario de lo explicado hasta ahora, también se han descrito efectos favorables de las actividades mineras, como el descrito por Goering y Dollhopf (1982) (ver Toy y Hadley, 1987), quienes indican que la mina *Big Sky* parece mejorar las características de las aguas del entorno.

La erosión hídrica en zonas mineras ha sido estudiada por numerosos autores, siguiendo diferentes enfoques (cualitativos y cuantitativos) y aplicando distintas técnicas o métodos. La escala de estudio también varía, pudiendo ser a escala de parcela, ladera, microcuenca (cuencas dentro de una mina) o cuenca, bien sea considerando la mina como una cuenca o abordando el estudio de una cuenca de mayor tamaño en la que se localizan minas.

Los estudios cualitativos sobre erosión hídrica en zonas mineras se centran en la descripción de formas y procesos, siendo los más comunes: procesos de erosión en regueros y cárcavas, erosión laminar, movimientos en masa (deslizamientos, caídas, vuelcos), subsidencias y *pipíng*. Los estudios cuantitativos, en minas y zonas mineras, se refieren a la estimación de la escorrentía, erosión o producción de sedimentos y sus impactos (Carroll *et al.*, 2000), bien sea por métodos directos o indirectos.

1.3.2. *Métodos directos para el estudio de la erosión hídrica en zonas mineras*

Se centran principalmente en la monitorización de parcelas de erosión o laderas experimentales en las que se mide: escorrentía, erosión en regueros y producción de sedimentos etc., y se relacionan con cobertura vegetal, propiedades del suelo o precipitación (por ejemplo, Albaladejo Montoro *et al.*,

2000; Kapolka y Dollhopf, 2001; Moreno-de las Heras *et al.*, 2011a,b). También se han realizado medidas directas a escala de microcuenca, donde además se ha medido la escorrentía y producción de sedimentos total de la microcuenca (Pérez-Domingo *et al.*, 2010).

Otros autores, por ejemplo, han estudiado el rebajamiento de topografías reconstruidas mediante agujas de erosión (*erosion pins*) (por ejemplo, Haigh, 1979; Hancock y Evans, 2010).

Las medidas de erosión se han realizado bajo condiciones “naturales”, para un periodo de tiempo determinado (p.e. 2 años para Kapolka y Dollhopf, 2001; 16 años para Moreno-de las Heras *et al.* 2011a), y mediante simulaciones de lluvia (p.e. Haigh y Sansom, 1999; Loch, 2000) habiéndose diseñado incluso simuladores de lluvia específicos para laderas construidas en minas (Sawatsky *et al.*, 1996).

Habitualmente, el éxito de una restauración minera se evalúa de acuerdo a la capacidad de desarrollo de la vegetación de un paisaje restaurado, ya que la presencia de vegetación es la primera “línea de defensa” frente a la erosión (Toy y Hadley, 1987). Por tanto, el estudio de la erosión en zonas mineras está estrechamente relacionado con la evolución de la vegetación en las zonas restauradas y viceversa, por lo que muchos estudios se centran en las interacciones erosión-crecimiento vegetal (Albaladejo Montoro *et al.*, 2000; Martín-Duque *et al.*, 2010; Moreno-de las Heras *et al.*, 2010; Ballesteros *et al.*, 2012; Merino-Martín *et al.*, 2012).

1.3.3. *Métodos indirectos para el estudio de la erosión hídrica en zonas mineras*

Los métodos indirectos para la estimación de erosión en minas o zonas mineras se basan en la aplicación de modelos empíricos y software especializado. Así por ejemplo, se han aplicado modelos como la USLE (*Universal Soil Loss Equation*, Wischmeier y Smith, 1978) y sus derivadas: MUSLE (*Modified Universal Soil Loss Equation*, Williams, 1975), RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*, Renard *et al.*, 1991 y 1994) y SOILOSS (Rosewell y Edwards, 1988), adaptación de la USLE desarrollada en Australia, existiendo incluso una versión de RUSLE específica para zonas mineras y construidas, la versión 1.06 de RUSLE (Toy y Foster, 1998). Estos modelos se han aplicado tanto directamente (p.e. Riley, 1995; Evans y Loch, 1996; Evans,

2000) como integrándolos en programas con Sistemas de Información Geográfica (SIG) (ver Trabucchi *et al.*, 2012; Kim *et al.*, 2012). El modelo SES (*Soil Erosion Submodel*, West y Wali, 1999), derivado de la RUSLE y en el que se incluye un modelo biogeoquímico, ha sido aplicado en distintas regiones mineras de EEUU, donde parece predecir mejor la producción de sedimentos que la propia RUSLE y el modelo WEPP, descrito a continuación (West y Wali, 1999).

El modelo WEPP (*Water Erosion Prediction Project*, Nearing *et al.*, 1989) es un modelo de base física desarrollado en EEUU, que permite calcular tanto la erosión laminar (*interrill*) como la erosión en regueros (*rills*) y puede aplicarse a escala de ladera o de cuenca, lo que supone un avance respecto a otros modelos como la USLE. Este modelo también ha sido usado para la estimación de la erosión en áreas mineras (por ejemplo Elliot *et al.*, 1993).

Otro modelo desarrollado específicamente para áreas mineras es SIBERIA (Willgoose *et al.*, 1989). SIBERIA es un modelo de erosión a largo plazo, que permite predecir la evolución geomorfológica de un paisaje natural o artificial (áreas restauradas) así como la hidrología y los procesos de erosión que ocurren en ellos bajo condiciones de erosión hídrica. Este modelo fue desarrollado en Australia, donde ha sido principalmente aplicado (Willgoose y Riley, 1998; Evans y Willgoose, 2000; Evans *et al.*, 2000; Hancock *et al.*, 2003, 2008).

Hasta aquí se han recopilado algunos de los modelos de erosión empleados en minas y zonas mineras, destacándose los más específicos o más usados, aunque son muchos los modelos de erosión aplicados en estos escenarios, entre otros: CREAMS (*Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems*, Knisel, 1980); KINCON (*Kinematic Wave Design of Contour Bank/Waterway Systems*, Connolly y Barton, 1990); ANSWERS (*Areal Nonpoint Source Watershed Environment Resource Simulation*, Beasley *et al.*, 1980) (Evans, 2000).

La tabla 1.3 muestra una recopilación de algunos trabajos de erosión en zonas mineras donde se aportan datos cuantitativos de tasas de producción de sedimentos. Para la realización de esta tabla se han tomado los valores de tasas de erosión (expresados en distintas unidades) o producción de sedimentos (habitualmente expresados en unidades de masa por área y tiempo) publicados por los distintos autores y se ha calculado la producción de

sedimentos expresada en toneladas por hectárea y año ($\text{t ha}^{-1}\text{año}^{-1}$) para cada caso, tratando de hacer comparables los valores reflejados. Si bien, como es sabido, tal comparación no es posible en muchas ocasiones, dadas las distintas escalas de estudio (Vanmaercke *et al.*, 2011). En los casos en que las tasas de erosión corresponden a rebajamiento de laderas en perfiles se ha usado el valor de densidad de $1,5 \text{ g cm}^{-3}$, valor medio para suelos arenosos (Porta Casanellas *et al.*, 1999), para calcular la producción de sedimentos. La tabla 1.3 también muestra la escala, características referentes a cobertura vegetal, suelo, pendiente y longitud y/o área, así como una breve descripción de cada estudio, con el fin de aportar el máximo de información posible que permita realizar comparaciones coherentes.

Tabla 1.3. Recopilación de algunos trabajos sobre erosión en áreas mineras. P=precipitación media. *Clasificación textural de la USDA (Ac=arcilla, L=limo y Ar=arena, se incluyen los valores publicados). nd= dato no disponible. ** = valor publicado coincide con valor mostrado en la columna de producción de sedimentos. Los valores de tasas de erosión se refieren a valores medios o rangos de valores publicados en cada caso. Los valores en negrita se han calculado usando una densidad de 1,5 g cm⁻³, valor medio para suelos arenosos (Porta Casanellas *et al.*, 1999).

Lugar de estudio	P (mm)	Descripción - Escala de estudio	Tipo de sustrato*	Cobertura vegetal (%)	Pendiente (%)	Longitud (m)	Área (m ²)	Metodología empleada	Valores erosión publicados	Producción sedimentos (t ha ⁻¹ año ⁻¹)	Referencia
Métodos indirectos											
Nabarlek Uranium Mine, Northern Territory (Australia)	1.400	Escala de parcela. Escombreras no rehabilitadas	Estériles rocosos. (Ar=85-70%, L=5-10%, Ac=10-20%)	0	2	100	—	SOILOSS	**	1,4	Riley (1995)
ERA Ranger Mine, Northern Territory (Australia)	1.480	Escala de ladera. Escombrera con <i>rills</i> y <i>gullies</i>	Estériles rocosos, arcillas y gravas medias y finas	0	5	100	—	SOILOSS	**	4,7 – 4,4	Riley (1995)
				90	2	340	—	RUSLE	**	1,2	Evans (2000)
Minas Tom Price y Parraburdoo, Western Australia	281	Estudio de pérdida de suelo en laderas rectilíneas y cóncavas	Estériles rocosos con granulometría diferente según mina	0	20	200	—	SIBERIA (laderas rectilíneas)	**	22 - 80	Hancock <i>et al.</i> (2003)
				0	20	200	—	SIBERIA (laderas cóncavas)	**	4 - 39	Hancock <i>et al.</i> (2003)
				0	45	90	—	SIBERIA (laderas rectilíneas)	**	100 - 221	Hancock <i>et al.</i> (2003)
				0	45	90	—	SIBERIA (laderas cóncavas)	**	21 - 114	Hancock <i>et al.</i> (2003)
Kidston Gold Mine, North Queensland (Australia)	nd	Escala de ladera	nd	0	36	130	—	RUSLE 2	**	421	So <i>et al.</i> (2002)
				con herbáceas	36	130	—	RUSLE 2	**	86	So <i>et al.</i> (2002)
				con herbáceas	17	130	—	RUSLE 2	**	14,5	So <i>et al.</i> (2002)
				con herbáceas	75	70	—	RUSLE 2	**	24	So <i>et al.</i> (2002)
Rix's Creek Coal Mine, New South Wales (Australia)	nd	Escala de ladera en una escombrera	Franco arenoso y arenoso-franco (Ar=61-79%, L=14-24%, Ac=7-15%)	0	75	60	—	SIBERIA	0,005 – 0,013 tm año ⁻¹ m ⁻²	50 - 130	Hancock <i>et al.</i> (2008)

(Continúa)

Lugar de estudio	P (mm)	Descripción - Escala de estudio	Tipo de sustrato*	Cobertura vegetal (%)	Pendiente (%)	Longitud (m)	Área (m ²)	Metodología empleada	Valores erosión publicados	Producción sedimentos (t ha ⁻¹ año ⁻¹)	Referencia
Gallia County, Ohio (EEUU)	nd	Laderas en escombreras abandonadas	Suelo arenoso (Ar=92%, L=6%, Ac=2%)	0	5 a 68	19	—	WEPP RUSLE SES	** ** **	82 1.250 250	West y Wali (1999)
Ohio County, Kentucky (EEUU)	nd	Laderas en escombreras aterrazadas	<i>Topsoil</i> (Ac=20,5%, L=8,5%, Ar=12%)	0	9	22	—	WEPP RUSLE SES	** ** **	57 101 78	West y Wali (1999)
Ohio County, Kentucky (EEUU)	nd	Laderas en escombreras aterrazadas	<i>Subsoil</i> (Ac=23%, L=11,5%, Ar=11,5%)	0	9	22	—	WEPP RUSLE SES	** ** **	59 130 101	West y Wali (1999)
Ohio County, Kentucky (EEUU)	nd	Laderas en escombreras aterrazadas	Estériles (Ac=3,8%, L=20,9%, Ar=24,7%)	0	9	22	—	WEPP RUSLE SES	** ** **	34 58 76	West y Wali (1999)
Coshocton County, Ohio (EEUU)	nd	Laderas en escombreras aterrazadas	Estériles franco arenosos (Ac=14%, L=32%, Ar=54%)	0	9	22	—	WEPP RUSLE SES	** ** **	0 13 7	West y Wali (1999)
Coshocton County, Ohio (EEUU)	nd	Laderas en escombreras aterrazadas	<i>Topsoil</i> franco-franco arenoso (Ac=11%, L=36%, Ar=53%)	0	33	22	—	WEPP RUSLE SES	** ** **	129 1.084 59	West y Wali (1999)
Dillon, Montana (EEUU)	342	Laderas experimentales con distinta pendiente y varios espesores de <i>coversoil</i> . Experimento de dos años	Estériles recubiertos con 15 cm de <i>coversoil</i>	30 - 23 30 - 23 30 - 23	25 33 40	30 30 30	95 95 95	RUSLE RUSLE RUSLE	** ** **	1,23 – 0,59 1,61 – 0,74 1,86 – 0,90	Kapolka y Dollhopf (2001)
				30 - 23	50	30	95	RUSLE	**	2,24 – 0,99	
Cuenca del río Martín, Teruel (España)	360	Estudio erosión en una cuenca con campos agrícolas y minas con distintas fases de restauración	variable	variable	— 40 nd 27 —	— nd nd nd —	2112 — — — variable	RUSLE + ArcGIS (toda la cuenca) Minas Rest 1ª generación Minas abandonadas Minas Rest. 2ª generación Microcuencas en minas (3ª generación)	** ** ** ** **	13,8 17 - 54 17 - 44 17 - 25 16 - 23	Trabucchi <i>et al.</i> (2012) Trabucchi <i>et al.</i> (2012) Trabucchi <i>et al.</i> (2012) Trabucchi <i>et al.</i> (2012) Trabucchi <i>et al.</i> (2012)
Korea	1.211	Escombreras abandonadas	nd	nd	nd	nd	nd	ArcMine (USLE+GIS)	**	21 - 34	Kim <i>et al.</i> (2012)

(Continúa)

Lugar de estudio	P (mm)	Descripción - Escala de estudio	Tipo de sustrato*	Cobertura vegetal (%)	Pendiente (%)	Longitud (m)	Área (m ²)	Metodología empleada	Valores erosión publicados	Producción sedimentos (t ha ⁻¹ año ⁻¹)	Referencia
Métodos directos											
Kidston Gold Mine, North Queensland (Australia)	nd	Escala de ladera	nd	0	36	130	—	Parcelas erosión	**	425	So <i>et al.</i> (2002)
			nd	con herbáceas	36	130	—	Parcelas erosión	**	68	So <i>et al.</i> (2002)
			nd	con herbáceas	17	130	—	Parcelas erosión	**	11,3	So <i>et al.</i> (2002)
			nd	con herbáceas	75	70	—	Parcelas erosión	**	9,6	So <i>et al.</i> (2002)
Waunfon opencast, Gwent, Wales (Australia)	1.275	Estudio rebajamiento laderas en escombreras	Estériles con tamaños D ⁵⁰ = 2,5 mm y D ¹⁰ =0,3 mm. Algunas zonas con 15 -20 mm de suelo desarrollado	0	36	nd	—	Estacas de erosión	3,6 – 5,9 mm año ⁻¹	54 - 89	Haigh (1979)
				60 - 80	36	nd	—	Estacas de erosión	2,1 – 2,3 mm año ⁻¹	32 - 35	Haigh (1979)
Waun Hoscyn, Gwent, Wales (Australia)	nd	Estudio rebajamiento laderas en escombreras	nd	0 - 20	32	nd	—	Estacas de erosión	6,2 mm año ⁻¹	93	Haigh (1977, 1978) (en Haigh, 1979)
				100	32		—	Estacas de erosión	1,9 mm año ⁻¹	29	
Gallia County, Ohio (EEUU)	nd	Laderas en escombreras abandonadas	Suelo arenoso (Ar=92%, L=6%, Ac=2%)	0	5 a 68	19	—	Parcelas erosión	**	203	West y Wali (1999)
		Laderas en escombreras aterrazadas	Topsoil (Ac=20,5%, L=8,5%, Ar=12%)	0	9	22	—	Parcelas erosión	**	80	West y Wali (1999)
Ohio County, Kentucky (EEUU)	nd	Laderas en escombreras aterrazadas	Subsoil (Ac=23%, L=11,5%, Ar=11,5%)	0	9	22	—	Parcelas erosión	**	116	West y Wali (1999)
		Laderas en escombreras aterrazadas	Estériles (Ac=3,8%, L=20,9%, Ar=24,7%)	0	9	22	—	Parcelas erosión	**	62	West y Wali (1999)
Coshocton County, Ohio (EEUU)	nd	Laderas en escombreras aterrazadas	Estériles franco arenosos (Ac=14%, L=32%, Ar=54%)	0	9	22	—	Parcelas erosión	**	4	West y Wali (1999)
		Laderas en escombreras aterrazadas	Topsoil franco-franco arenoso (Ac=11%, L=36%, Ar=53%)	0	33	22	—	Parcelas erosión	**	80	West y Wali (1999)

(Continúa)

Lugar de estudio	P (mm)	Descripción - Escala de estudio	Tipo de sustrato*	Cobertura vegetal (%)	Pendiente (%)	Longitud (m)	Área (m ²)	Metodología empleada	Valores erosión publicados	Producción sedimentos (t ha ⁻¹ año ⁻¹)	Referencia
Dillon, Montana (EEUU)	342	Laderas experimentales con distinta pendiente y varios espesores de <i>coversoil</i> . Experimento de dos años	Estériles recubiertos con 15 cm de <i>coversoil</i>	30 - 23	25	30	95	Parcelas erosión	**	0,87 – 1,16	Kapolka y Dollhopf (2001)
				30 - 23	33	30	95	Parcelas erosión	**	12,6 – 0,34	Kapolka y Dollhopf (2001)
				30 - 23	40	30	95	Parcelas erosión	**	31,9 – 2,24	Kapolka y Dollhopf (2001)
				30 - 23	50	30	95	Parcelas erosión	**	13,3 – 0,49	Kapolka y Dollhopf (2001)
AMAX Ayrshire Mine, Evansville, Indiana (EEUU)	nd	Estudio relación pendiente con pérdida de suelo. Escala de parcela.	Franco limoso con estructura granular de media a moderada	0	6	11	32	Simulación lluvia en parcelas erosión	67,8 Mg ha ⁻¹	–	Hahn <i>et al.</i> (1985)
				0	11	11	32		117,7 Mg ha ⁻¹	–	Hahn <i>et al.</i> (1985)
				0	16	11	32		144,3 Mg ha ⁻¹	–	Hahn <i>et al.</i> (1985)
Eastern Oklahoma (EEUU)	990	Estudio rebajamiento laderas rectilíneas	Limos finos o arcillas formando agregados y bloques y gravas	0	62 - 80	nd	–	Estacas de erosion	7,6 – 9,5 mm año ⁻¹	160 - 180	Goodman y Haigh (1981)
Utrillas, Teruel (España)	466	Laderas con rills en escombreas aterrazadas	Suelo franco arcilloso	25	36	–	497	Cubicaje <i>rills</i> (Morgan, 2005)	**	8,41	Merino Martin <i>et al.</i> (2012)
Utrillas, Teruel (España)	466	Laderas con rills en escombreas aterrazadas	Suelo franco arcilloso	1	36	55	–	Cubicaje <i>rills</i> (Morgan, 2005)	**	71,41	Moreno de las Heras <i>et al.</i> (2011a)
				8	36	50			**	45,03	
				28	36	75			**	16,95	
				44	36	75			**	7,86	
				59	36	60			**	0,00	
Sierra de Albarrana, Córdoba (España)	650	Medición de escorrentía y sedimentos en parcelas con distintos tratamientos (hidrosiembra con mulch vegetal y ácidos húmicos) sobre laderas construidas	Suelos silíceos desarrollados a partir de esquistos o cuarcitas. Suelos franco arenosos (Ac=20%, L=9%, Ar=70%)	76	40	10	30	Parcelas erosión	17,6 g m ² (en 2 años)	0,09	Albaladejo <i>et al.</i> (1999)
				88	40	10	30	Parcelas erosión	10,1 g m ² (en 2 años)	0,05	Albaladejo <i>et al.</i> (1999)
				78	40	10	30	Parcelas erosión	5,1 g m ² (en 2 años)	0,03	Albaladejo <i>et al.</i> (1999)
				50	40	10	30	Parcelas erosión	340,9 g m ² (en 2 años)	1,70	Albaladejo <i>et al.</i> (1999)

1.4. Características de los ríos de montaña en litologías carbonatadas

De acuerdo con la ley 25/1982 de Agricultura de Montaña, se consideran zonas de montaña aquellas zonas homogéneas que cumplan alguno de los siguientes casos: a) que posean el 80% de su superficie por encima de los 1.000 metros de altitud; b) que su pendiente media sea superior al 20% y que la diferencia entre cotas sea mayor de 400 m y c) zonas, que sin llegar a tener estos valores, sean equiparables. Según esta ley, casi el 41% de la superficie de España quedaría definido dentro de “zonas de agricultura de montaña” (Plaza Gutiérrez, 2008). A nivel mundial, Asia posee un 52% de superficie montañosa, Norteamérica un 36%, Europa un 25%, Suramérica un 22%, Australia un 17% y África un 3% (Wohl, 2010).

Existen diferencias notables entre los tramos de los ríos que discurren por zonas de montaña y los que lo hacen por llanuras o zonas bajas (Surell, 1841; Dana, 1850; Shaler, 1891 en Montgomery y Buffington, 1997). Los tramos de zonas bajas han sido ampliamente estudiados, sin embargo los estudios sobre ríos de montaña son más escasos (Montgomery y Buffington, 1997), si bien, en la actualidad se han visto incrementados como se muestra en Wohl (2010).

Además de por su localización en zonas de montaña, existen diferentes clasificaciones para los denominados ríos de montaña (*mountain rivers*). Por ejemplo, se consideran ríos de montaña a aquellos que tienen una pendiente longitudinal mayor o igual a $0,002 \text{ m m}^{-1}$ (Wohl, 2010). La clasificación realizada por Rosgen (1994) también incluye el gradiente longitudinal, además de la relación anchura del *bankfull*-profundidad y la relación del encajamiento. Aunque esta clasificación es para los principales tipos de ríos naturales, los ríos de montaña quedan también definidos por ella, siendo principalmente los ríos clasificados como Aa+ y A. Montgomery y Buffington (1997) clasifican los ríos de montaña en función de los materiales que poseen o por los que circulan — canales coluviales, canales aluviales confinados y canales aluviales no confinados— así como por las formas del lecho, condicionadas por el tipo de sustrato, diferenciando cinco tipos de tramos principales: cascadas (*cascades*), saltos y pozas (*step-pool*), lecho plano (*plane bed*), pozas y rápidos (*pool rifle*) y lecho dunar (*dune ripple*).

Dentro del grupo de ríos de montaña quedarían también incluidos los ríos en roca (*bedrock rivers*), por lo que algunas de las clasificaciones antes mencionadas, se han adaptado para definir los distintos tipos de ríos en roca (Ortega Becerril, 2010). Además, existen muchas denominaciones populares para los ríos en roca que podrían constituir categorías en una clasificación, aunque a veces se solapan con clasificaciones para otros ríos de montaña o aluviales, por ejemplo: cañones, hoces y foces, gorgas y gargantas, meandros, canutos, torrentes, veneros, barrancos o saltos (Ortega Becerril, 2010).

Los ríos en roca están muy condicionados por la litología por la que discurren, pudiendo ser “roca dura” (granitos), “menos dura” (calizas y dolomías) e incluso “rocas blandas” (arcillas y pizarras) (Ortega Becerril, 2010).

Los ríos que discurren sobre calizas y dolomías están influenciados por la permeabilidad de estas rocas; permeabilidad debida, principalmente, a los procesos de karstificación, así como a presencia de fracturas y a la porosidad de la propia roca. Los procesos de karstificación dan lugar al desarrollo de formas exo- y endokársticas muy variadas. Los conductos kársticos del endokarst comunican el exokarst con los manantiales. Estos conductos forman una red jerarquizada porosa y tridimensional que permite la existencia de flujos subterráneos turbulentos, el transporte de material clástico y la entrada de aguas de circulación rápida a zonas profundas del acuífero (Moral Martos *et al.*, 2010).

Estos ríos poseen una hidrología característica que les diferencia de otro tipo de ríos en roca; así el caudal del río puede disminuir por infiltración parcial o total en el lecho (tramo perdedor) o puede aumentar por aportes hídricos (tramo ganador) (Moral Martos *et al.*, 2010). Además, el régimen hídrico de los cauces de cabecera y los de las zonas periféricas de los macizos kársticos es diferente. En las áreas de cabecera son comunes los canales efímeros y estacionales, mientras que en las zonas periféricas suelen ser permanentes debido al aporte de agua desde manantiales (Moral Martos *et al.*, 2010).

La acción conjunta de procesos fluviales y kársticos da lugar a morfologías típicas de ríos en zonas carbonatadas, como los cañones, hoces, cuevas, sumideros y valles ciegos (*poljes*) (Moral Martos *et al.*, 2010).

Otra característica de los cursos fluviales en zonas carbonatadas es la precipitación de carbonato cálcico y la formación de tobas o travertinos, bien sea asociados a surgencias o manantiales o en saltos de agua e irregularidades en el cauce (Valero Garcés *et al.*, 2008; Moral Martos *et al.*, 2010). El desarrollo de cuerpos tobáceos y travertinos está controlado por la geología (rocas carbonatadas), topografía (presencia de escalones en el valle, cambios en la dinámica de los ríos), hidrología (acuíferos, manantiales), hidroquímica (aguas ricas en carbonato y calcio), biología (la presencia de plantas induce la precipitación de calcita) y factores climáticos (Valero Garcés *et al.*, 2008).

La Directiva Marco del Agua del 23 de octubre de 2000 (2000/60/CE) en su artículo 5 y su Anexo II propone una caracterización y clasificación de distintos tipos de ríos tratando de alcanzar una serie de tipos o clases homogéneas, llamados ecotipos (CEDEX, 2004b; Ollero Ojeda *et al.*, 2010). Siguiendo las indicaciones de la Directiva Marco de Agua, el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas del Ministerio de Fomento (CEDEX) definió 32 tipos de ríos para la Península Ibérica y las Islas Baleares (Ollero Ojeda *et al.*, 2010).

De acuerdo con la clasificación realizada por el CEDEX los ríos y arroyos del Alto Tajo, dadas sus características climáticas, topográficas y litológicas se incluirían en el ecotipo 112, *Ríos de montaña mediterránea calcárea* (Toro *et al.*, 2009) y más concretamente en los *Ríos de Montaña Supramediterránea*, en el ecotipo 112.320, *Ríos de aguas de elevada mineralización en la media-alta montaña mediterránea* (CEDEX, 2004b).

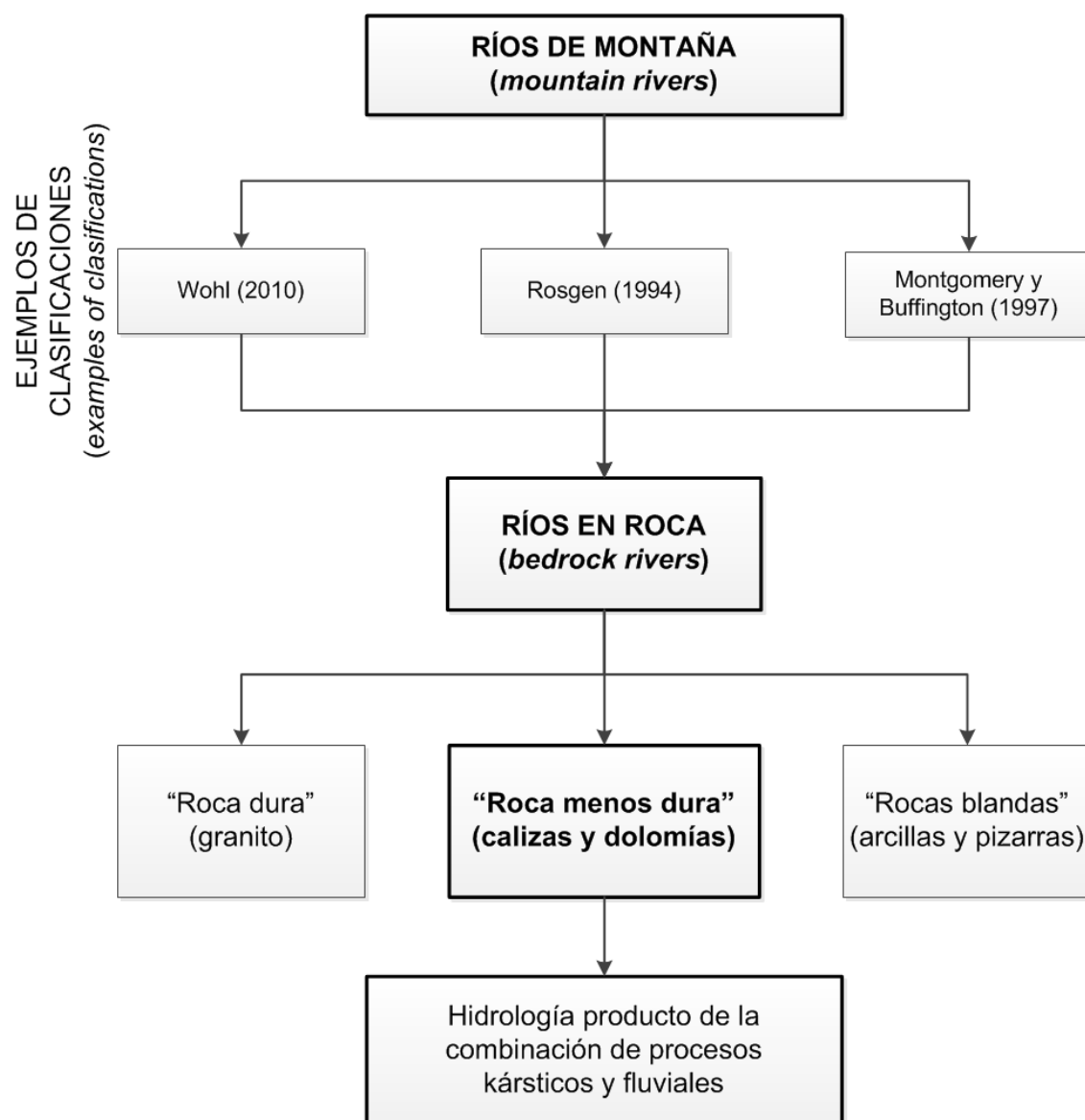


Figura 1.2. Los ríos en roca como un tipo de ríos de montaña y diferenciación de los distintos tipos de ríos en roca.

1.5. Efectos de los sedimentos detríticos en la morfodinámica de la red fluvial y la vida acuática

La entrada de sedimentos a la red fluvial es un proceso natural, condicionado por distintos parámetros, como ya se ha explicado anteriormente (ver 1.2). Por esta razón, existen ríos que, de forma natural, poseen aguas cristalinas mientras que otros poseen aguas más turbias. Además, los niveles de turbidez en un mismo río o arroyo fluctúan temporalmente, siendo, por ejemplo, más elevados durante eventos tormentosos o cuando la nieve se funde (Robertson *et al.*, 2006).

En general, cuando la producción de sedimentos excede de la capacidad de transporte o asimilación en una cuenca o curso fluvial dado, el equilibrio dinámico natural de la red fluvial puede verse afectado. La hidro(geo)morfología (la forma de los canales, el flujo de agua y sedimento y sus interacciones) es el principal componente que condiciona las características de un río, lo que está estrechamente relacionado con la calidad del agua, la biodiversidad y el funcionamiento de los ecosistemas acuáticos (Elosegi y Sabater, 2012). Así, el tamaño y tipo de sedimentos tiene un importante papel biológico debido a que muchas especies muestran una fuerte preferencia por un determinado tamaño de sedimentos, y porque el tipo de sedimento controla muchos aspectos del funcionamiento de los ecosistemas acuáticos, como la retención de nutrientes. La distribución y disposición de los sedimentos dependen de las corrientes locales que, aunque siguen patrones generales a gran escala, son modificadas localmente por estructuras como rocas y restos de madera (Elosegi *et al.*, 2011).

El exceso de sedimento en ríos y arroyos ha sido identificado como el mayor y más generalizado problema de contaminación y pérdida de calidad del agua en Norteamérica (Sweeten, 1995 en Anderson, 1996; USEPA, 2003). Este exceso de sedimentos puede alterar los hábitats, afectando a su productividad y condiciones idóneas para las comunidades acuáticas y por tanto afectando al ecosistema acuático en su conjunto (Anderson, 1996). En Australia, por ejemplo, existe una iniciativa gubernamental para la conservación del suelo en la que, entre otros objetivos, se busca revertir los efectos de los sedimentos y mejorar la calidad del agua así como de los ecosistemas acuáticos (Bui *et al.*, 2011), lo que indica la creciente preocupación por la erosión del suelo y la emisión de sedimentos a sistemas fluviales en ese país.

Existen multitud de trabajos en los que se aborda el estudio de los efectos de un incremento de sedimentos, siendo los más abundantes los relacionados con impactos sobre la vida acuática, y minoritarios los referidos a efectos en la dinámica y morfología fluvial. Especialmente abundan los estudios de los efectos de los sedimentos sobre especies de peces correspondientes a la familia de los salmónidos, probablemente, por su importancia comercial y recreativa (Berry *et al.*, 2003). Sin embargo, los efectos sobre la hidro(geo)morfología producidos por alteraciones humanas son muy poco conocidos (Elosegi y Sabater, 2012).

1.5.1. *Efectos en las comunidades acuáticas*

En general se considera que el incremento del aporte de sedimentos tiene impactos ecológicos negativos, pero esto implica la necesidad de conocer los valores de base o referencia (*base line*), en lo que al aporte de sedimentos se refiere, para una zona natural no alterada. Además, la estimación de sedimento tolerable para un ecosistema acuático es compleja y debe ser abordada localmente (Bui *et al.*, 2011).

Las generalizaciones sobre los efectos de los sedimentos en los organismos acuáticos son difíciles de hacer, ya que la respuesta biológica frente al incremento de sedimentos en suspensión y como carga de fondo o sedimentados varía con las especies y con las características de los sedimentos (Berry *et al.*, 2003). Además, los sedimentos en suspensión y los sedimentos que viajan como carga de fondo afectan a las comunidades acuáticas de forma distinta (Anderson, 1996). La forma de las partículas de sedimentos también parece ser importante. Así, en bajas concentraciones, las partículas “angulares” parecen producir un mayor estrés en los peces que las “redondeadas” (Robertson *et al.*, 2006).

Newcombe y Macdonald (1991) explican que para mostrar los efectos de los sedimentos en suspensión sobre los organismos de una forma apropiada, es necesario incluir información sobre la duración de la exposición, así como de la concentración de los sedimentos (figura 1.5). Atendiendo a esto, también puede decirse que los efectos son permanentes o transitorios (Anderson, 1996).

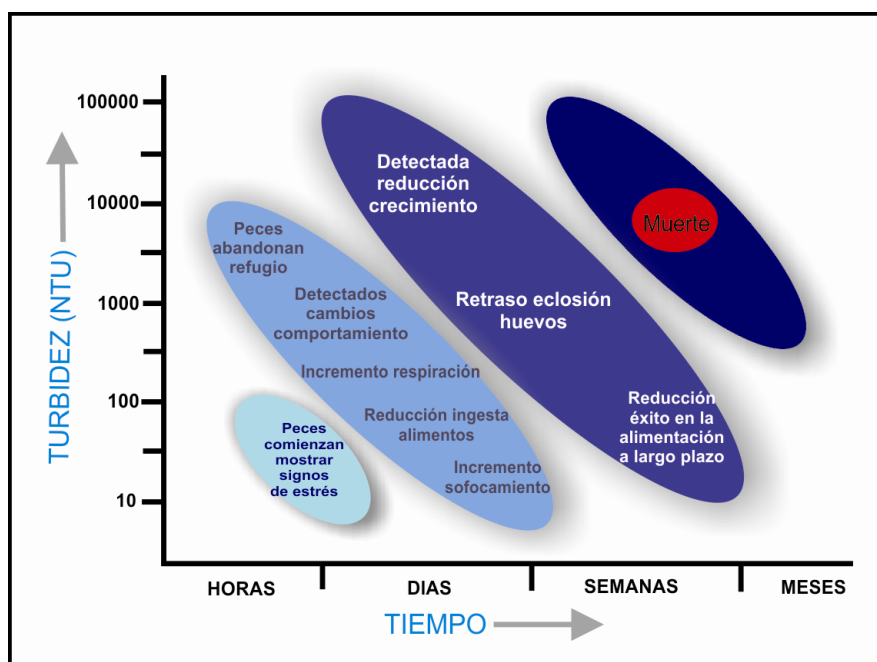


Figura 1.3. Modelo idealizado de la respuesta de los peces al incremento de sedimentos en suspensión (Traducido de Berry *et al.*, 2003).

Por otro lado, la magnitud de los efectos de un incremento de los sedimentos en suspensión y de la sedimentación sobre algunos organismos, como los peces, puede variar estacionalmente. Así, las necesidades metabólicas de los peces durante el invierno son menores, lo que de algún modo puede proporcionar, por ejemplo, una protección frente a condiciones que puedan dañar las branquias de los peces (Anderson, 1996).

Los efectos de los sedimentos en suspensión sobre los organismos acuáticos están relacionados principalmente con el aumento de turbidez, que a su vez reduce la visibilidad y la entrada de luz, favorece el incremento de la temperatura del agua y reduce el oxígeno disuelto (Angino y O'Brien, 1968; Waters, 1995; Anderson, 1996). Estos hechos producirían efectos indirectos sobre los organismos; así por ejemplo, la reducción de la entrada de luz reduciría la actividad de fotosíntesis y limitaría el crecimiento del fitoplancton y de las plantas acuáticas, y por tanto la producción primaria también se vería reducida (Kerr, 1995; Berry *et al.*, 2003). La reducción de la visibilidad altera el comportamiento de los organismos. Se han detectado, por ejemplo, formas de nadar erráticas y un aumento del estrés de los peces (Anderson, 1996). Una reducción de la visibilidad puede afectar también a la capacidad depredadora y por tanto a la ingesta de alimentos. Una reducción del oxígeno disuelto puede producir sofocamiento (Berry *et al.*, 2003; Robertson *et al.*, 2006).

Los sedimentos en suspensión también producen efectos directos sobre los organismos acuáticos. Estos efectos pueden ser: obstrucción de los sistemas de filtración de organismos invertebrados; cambios fisiológicos que podrían conducir a una reducción de la tolerancia a enfermedades y parasitismo, cambios en la química de la sangre (normalmente ante exposiciones prolongadas); reducción del crecimiento de organismos; daños en las hojas de las plantas; irritación de las branquias de los peces; destrucción de la mucosa protectora que cubre los ojos y las escamas de los peces y posibilidad de causar la muerte (Kerr, 1995; Anderson, 1996; Berry *et al.*, 2003; Robertson *et al.*, 2006).

Los sedimentos transportados como carga de fondo o depositados en el lecho afectan principalmente a las comunidades bentónicas (Waters, 1995). En el caso de los peces, los más afectados son los juveniles, larvas y huevos, al cubrir los sedimentos las zonas de freza y barras de grava, hábitat donde éstos se crían, mientras que los adultos serían los menos afectados (Anderson, 1996).

Los sedimentos como carga de fondo o depositados en el lecho tienen efectos directos sobre los organismos, como pueden ser: daños por abrasión, enterramiento de larvas y huevos, dificultad para la cría y crecimiento o daños que puede llevar a la muerte en casos extremos. Para el caso concreto de los peces, Slaney *et al.* (1977) indican que la supervivencia de los huevos de trucha arcoíris (*Oncorhynchus mykiss*) se reduce significativamente cuando los frezaderos de grava contienen más del 3% de finos (diámetro 0,297 mm). Para otras especies de salmón (*Oncorhynchus kisutch*) y trucha (*Oncorhynchus clarki*), se ha observado que el éxito de eclosión de sus huevos se ve reducido entre un 40 y un 80% cuando los frezaderos contienen entre un 20% y un 50% de finos con diámetro de 1 a 3 mm (Hall y Lantz, 1969).

Otros efectos indirectos de los sedimentos depositados pueden ser: la alteración de zonas de freza y composición del sustrato, lo que puede afectar a la distribución de especies epibentónicas e impedir el asentamiento de algunas especies de invertebrados bentónicos. Todo ello puede agruparse en una pérdida de la calidad del hábitat o destrucción del mismo (Berry *et al.*, 2003).

Todos estos efectos podrían conducir a un descenso de la población, a alteraciones de las rutas migratorias y a la modificación de la estructura de la comunidad acuática en general.

Por otro lado, Elozegi *et al.* (2010) indican que a escala de microhábitat, a mayor diversidad de tamaño de los sedimentos mayor biodiversidad, ya que los distintos tamaños de grano habitualmente constituyen diferentes hábitats. Así, por ejemplo, muchos taxones de invertebrados están ligados a determinados tamaños de grano.

Algunos autores han concluido que es difícil evaluar los efectos de las actividades humanas que incrementan la producción de sedimentos sobre distintas especies acuáticas (Box y Mossa, 1999, en Berry *et al.*, 2003). De hecho, según Berry *et al.* (2003), evaluar los efectos de los sedimentos en suspensión o sedimentados sobre la vida acuática es complicado.

1.5.2. *Efectos en la calidad de las aguas y en la morfodinámica de la red fluvial*

También son diferentes los efectos que los sedimentos en suspensión y la carga de fondo pueden tener en la red fluvial (Anderson, 1996; Kerr, 1995).

Los sedimentos en suspensión, sin referirnos a las sustancias tóxicas, principalmente afectan a las propiedades físicas del agua, pudiendo disminuir su calidad, lo que dependerá de la naturaleza de los sedimentos (Angino y O'Brien, 1968). Los sedimentos en suspensión pueden alterar el sabor, el olor, la capacidad abrasiva del agua, además de disminuir el oxígeno disuelto o el pH e incrementar la turbidez (Kerr, 1995).

La deposición de los sedimentos en suspensión ocurre cuando la velocidad disminuye hasta un punto en que los sedimentos no pueden ser transportados (Kerr, 1995) o cuando un elemento tipo barrera (troncos, diques...) frena el flujo y retiene los sedimentos. La deposición de los sedimentos en suspensión sobre el lecho está condicionada por: el caudal, la profundidad del agua, la velocidad, el *ratio* de sedimento transportado y la concentración inicial de sedimento en suspensión. Para flujos muy bajos ($< 0,2 \text{ cm s}^{-1}$), las gravas redondeadas tienden a acumular más sedimento que las angulares, aunque esta tendencia suele ser al contrario cuando el flujo es mayor de $0,4 \text{ cm s}^{-1}$ (Kerr, 1995).

Los sedimentos transportados como carga de fondo o depositados en el lecho son los que producen efectos más notorios en la dinámica y geomorfología fluvial. López-Tarazón *et al.* (2011) exponen que la acumulación de sedimentos en el lecho puede incrementar la carga sedimentaria durante crecidas,

cambiando, de esta manera, tanto la dinámica del transporte de sedimentos, como las curvas altura-caudal (h/Q) en estaciones de aforo. Los sedimentos depositados modifican la geometría del canal y reducen la porosidad del lecho, impidiendo la circulación del agua, lo que resulta en un descenso del oxígeno disuelto (Anderson, 1996; Berry *et al.*, 2006; López-Tarazón *et al.*, 2011). Por otro lado, estos sedimentos pueden estar en constante movimiento, por el transporte de carga de fondo. Este material en movimiento puede incrementar el arrastre de fondo y la erosión en los márgenes aumentando la fuerza erosiva del agua, mediante el efecto “abrasivo de la arena” (*sand blasting*) (Anderson, 1996). El incremento del aporte de sedimentos puede “rellenar” canales y reducir el volumen de flujo que estos canales pueden transportar, lo que aumentaría la frecuencia de inundaciones (Toy y Hadley, 1987).

Barzilai *et al.* (2012) concluyen que la presencia de grandes cantidades de material fino intersticial (matriz limosa o arcillosa) puede inhibir el flujo de la carga de fondo. Esta matriz limo-arcillosa impide el movimiento de las gravas debido a que se produce un aumento en la cohesión y una disminución de la rugosidad del lecho, lo que reduce las turbulencias sobre el lecho y por tanto el movimiento de las gravas.

Este proceso es el opuesto al descrito por otros autores cuando la matriz está constituida por arena de tamaño medio y grueso. Así por ejemplo, Ferguson *et al.* (1989) explican que en ríos *braided* con predominio de gravas, cuando existen arenas móviles, el diámetro máximo de la carga de fondo y el *ratio* total de gravas transportadas aumenta significativamente. Wilcock y McArdeil (1993,1997) realizaron experimentos de laboratorio en *flumes* donde observaron un incremento del movimiento de los materiales del lecho cuando los sedimentos tenían una distribución granulométrica bimodal y/o mixta. En general, se considera que, efectivamente, un aumento de arena en lechos de grava aumenta la movilidad y el flujo de las gravas, aumentando por tanto el transporte de sedimentos en ríos (Venditti *et al.*, 2010).

Otro efecto del incremento de sedimentación en el lecho, en este caso favorable, es el descrito por Mutz *et al.* (2007). En su experimento, donde introducían troncos en un *flume*, observaron que los troncos favorecían la acumulación de sedimentos y la generación de formas irregulares sobre el lecho. Estas formas triplicaban la resistencia al flujo e incrementaba el flujo de agua vertical en el lecho, lo que puede permitir una mejor oxigenación de la zona hiporreica. De hecho, los autores consideran que la introducción de

troncos puede ser una herramienta útil para la restauración de la zona hiporreica de canales con lecho arenoso degradados. Este experimento fue trasladado a un escenario real por Elosegí *et al.* (2011) quienes indican que la introducción de troncos aumentó el almacenamiento o sedimentación de arena, gravas y materia orgánica, obteniendo mayor diversidad de ambientes, lo que favoreció también un incremento de las poblaciones de invertebrados y peces.

Cuantificar la cantidad de sedimentos depositado en el lecho y el tiempo que puede pasar antes de que sean de nuevo puestos en suspensión (sedimentos “resuspendidos”) es extremadamente difícil, ya que esto está relacionado con numerosas propiedades del río o arroyo (por ejemplo, hidrología, geología, forma del canal...) propiedades que afectan a la velocidad del flujo y la habilidad de mantener los sedimentos en suspensión (Robertson *et al.*, 2006; López-Tarazón *et al.*, 2011).

1.6. Punto de partida y contexto: problemática ambiental del Parque Natural del Alto Tajo ligada a la emisión de sedimentos detríticos a la red fluvial

Nuestras investigaciones sobre la problemática ambiental en el entorno del Parque Natural del Alto Tajo parten del proyecto de investigación del Plan Nacional titulado “*Participación de la geología en la gestión de los espacios naturales protegidos: su análisis en los Sistemas de Información Ambiental de los Parques Naturales de Guadalajara (Castilla - La Mancha)*”, con código CGL2004-02179/BTE, cuyo Investigador Principal fue Álvaro García Quintana, y por el requerimiento del entonces director del Parque, D. Rafael Ruiz de la Cova. Como resultado de ese inicio de colaboración se firmó un contrato de investigación con la empresa CAOBAR (contrato 234/2007 UCM), con el fin de asesorar a dicha empresa en las labores de restauración del espacio natural afectado por las actividades extractivas. La colaboración con esta empresa se ha mantenido de manera ininterrumpida desde ese año 2007, en lo que constituye una verdadera apuesta, real, por incorporar la I+D+i al mundo de la empresa.

Finalmente, a partir de ambos antecedentes, proyecto CGL2004-02179/BTE y contrato 234/2007 UCM, todos los trabajos de investigación sobre erosión, transporte de sedimentos y restauración geomorfológica de la minería se

articularon a través de dos proyectos de investigación del Plan Nacional. Éstos son: “*Establecimiento de criterios hidrogeomorfológicos para mejorar la restauración ecológica y la integración ambiental de la minería a cielo abierto*” (CGL2009-14508-C02-01) y “*Mejora de la eficiencia ecológica y económica de las restauraciones mineras mediante reconstrucciones geomorfológicas que favorecen el control hidrológico*” (CGL2010-2010-21754-C02-01), cuyo investigador principal ha sido José F. Martín Duque.

Esta tesis constituye, en definitiva, la síntesis de todos esos esfuerzos con un objetivo común: entender el flujo de sedimentos terrígenos en el entorno del Parque Natural del Alto Tajo (sectores de Peralejos de las Truchas, y Poveda de la Sierra – Peñalén) mediante la identificación y cuantificación de las principales fuentes de sedimentos, y aportar criterios de restauración eficientes a las actividades mineras que se desarrollan en este entorno.

1.6.1. *Actividad minera en el entorno del Parque Natural del Alto Tajo*

Las minas de caolín, existentes en la Zona Periférica de Protección (ZPP) del Parque Natural del Alto Tajo, han sido consideradas inicialmente como la principal fuente de sedimentos. Tradicionalmente se ha considerado que los sedimentos emitidos desde las minas afectan de forma negativa a la fauna acuática, especialmente a la trucha (*Salmo trutta*), cuya población parece haber disminuido significativamente en los últimos años. Esta disminución afecta a las actividades recreativas de la zona y, en consecuencia, a la economía y desarrollo rural, al verse también disminuida la afluencia de pescadores y visitantes. Sin embargo el desarrollo de nuestro trabajo, iniciado en 2007, ha permitido identificar otras fuentes de sedimento (algunas naturales, como cárcavas), indicando que la problemática ligada a la emisión de sedimentos es más compleja de lo considerado inicialmente.

En el entorno de lo que actualmente es el Parque Natural del Alto Tajo, lleva desarrollándose la minería del caolín desde mediados del siglo XX. Concretamente, la minería en el Alto Tajo se inició a mediados de la década de 1960, con explotaciones a cielo abierto, aunque las primeras concesiones mineras datan de principios del siglo XX (comunicación personal de Francisco J. Delgado, Jefe de Servicio de Minas de Guadalajara). Esta actividad minera es una de las principales actividades económicas del municipio de Poveda de la Sierra (DOCM, 1999).

Como consecuencia del paso del tiempo, en la actualidad podemos encontrar en la zona del Alto Tajo varias explotaciones mineras en distintos estados. Así pues, existen minas inactivas, en las cuales ya no existen trabajos de explotación, y minas en explotación (ver tabla 1.4).

Tabla 1.4. Relación de minas del entorno del Alto Tajo. (Fuentes: Francisco J. Delgado, Jefe de Servicio de Minas de Guadalajara y Rafael Serrada, Jefe Provincial de ICONA en Guadalajara (1977- 1984) y Jefe del Servicio de Montes, Guadalajara (1984 - 1988))

Nombre de la mina		Empresa actual	Fecha otorgamiento	Periodo de actividad	Estado actual de la mina
Nuria		ECESA	1977	1982 - 2011	Inactiva, trabajos en la planta de tratamiento. Escasos trabajos de restauración. Con sistemas para el control de la erosión y sedimentación.
M ^a José		CAOBAR, S.A.		1965 (apertura)	En explotación, con trabajos de restauración y sistemas para el control de la erosión y sedimentación.
El Machorro		CAOBAR, S.A.		2000 (apertura)	En explotación con trabajos de restauración y sistemas para el control de la erosión y sedimentación.
Santa Engracia	Frente pista a Poveda	ECESA	1920	1977 (consolidación) - 1980 1º fase	Inactiva, sin sistemas para el control de la erosión y la sedimentación. Intensa erosión hídrica.
	Frente cementerio			1982 -1984? 2º fase 1987 -1990 3ª fase 1977 (consolidación) - 1980	
Hoya Grande (Escombrera de Santa Engracia)		ECESA	-	¿1984 -1990? (construcción)	Con sistemas para el control de la erosión y sedimentación, erosión hídrica moderada. Restaurada en 2010.
Virgen de la Torre		ECESA	1966	1979 - ¿?	Inactiva, sin sistemas para el control de la erosión y sedimentación, erosión hídrica moderada. Mina vertiente a la cuenca del arroyo Puntezuelas (Cuenca del Guadiela)

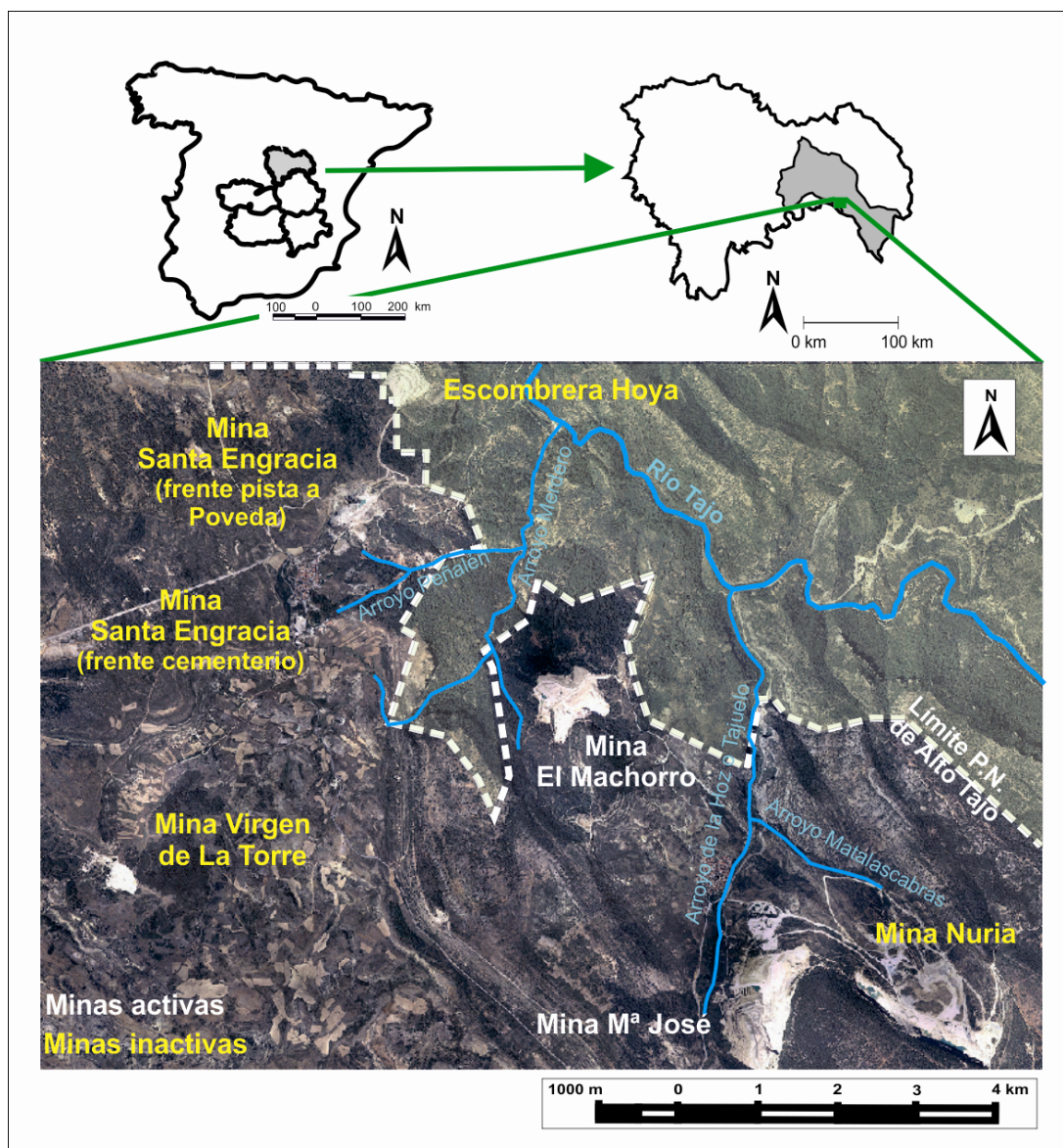


Figura 1.4. Situación de las minas de caolín del entorno del Parque Natural del Alto Tajo, en las proximidades de las poblaciones de Poveda de la Sierra y Peñalén. (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir de la ortofoto del PNOA de 2009, correspondiente a las hojas 514, Taravilla, y 539, Peralejos de las Truchas.

1.6.2. Estudios previos sobre la calidad del agua de los principales cursos fluviales del área de estudio

En general las aguas y cursos fluviales del Parque Natural del Alto Tajo son consideradas de alta calidad así como la fauna y flora ligadas al medio acuático (DOCM, 1999; Carcavilla *et al.*, 2008). Sin embargo, los estudios sobre la calidad del agua del área de estudio son muy escasos. Los trabajos más específicos y referidos al área concreto de estudio —arroyos Merdero, de la Hoz o Tajuelo y Matalascabras y río Tajo (ver figura 1.1)— son informes

inéditos solicitados por el Parque Natural del Alto Tajo y realizados por especialistas, siendo el que aporta datos más relevantes para esta área de estudio el informe “*Estudios y plan de seguimiento limnológico del Parque Natural del Alto Tajo*” (Bravo *et al.*, 2004). Otros informes inéditos, que también aportan información sobre las características de las aguas y cursos fluviales del Parque Natural del Alto Tajo son: el Plan de ictiofauna (TRAGSATEC, 2010), el referido al estado de los frezaderos del Parque Natural (ICA, S.L. y TRAGSATEC, 2010), o el informe específico sobre el impacto ambiental de la minicentrales hidroeléctricas (Bravo Utrera y TRAGSA, 2004). Debe mencionarse también el seguimiento realizado para la redacción del Plan de Ordenación de Recursos Naturales (PORN) del Parque Natural, cuyos resultados se incluyen en el plan de ictiofauna (TRAGSATEC, 2010).

Otros trabajos aportan también información sobre las características físico-químicas del río Tajo, como Guerrero Domínguez (2001), Guerrero Domínguez y González Martín (2000), González Amuchastegui (1993). Sin embargo estos trabajos no se localizan exactamente en el área de estudio de esta tesis y la definición de las características físico-químicas de los cursos fluviales no es su objetivo central. Los estudios de Guerrero Domínguez (2001) y Guerrero Domínguez y González Martín (2000) se realizaron concretamente para el entorno de El Molino de Arriba, minicentral hidroeléctrica situada en el río Tajo, en el término municipal de Peralejos de las Truchas, al sur de la zona donde se localizan las minas. La Tesis Doctoral de González Amuchastegui (1993), sin embargo se sitúa al norte de Poveda de la Sierra — Peñalén, aguas abajo de la desembocadura del río Cabrillas al Tajo, por lo que la zona de estudio principal de esta tesis (zona donde se localizan las minas) quedaría dentro del área delimitada por los lugares en los que se han realizado estos trabajos.

Dada la litología de origen carbonático existente en el área de estudio es lógico pensar que la naturaleza de las aguas en esta región del Alto Tajo sea principalmente carbonatada. De acuerdo con González Amuchastegui (1993) estas aguas son del tipo bicarbonatado cálcico/magnésico, con presencia también de sulfatos, cloruros y sodio. Guerrero Domínguez y González Martín (2000) publican valores mayores de 200 mg l⁻¹ para el bicarbonato, entre 39 y 60 mg l⁻¹ para el calcio, entre 13 y 37 mg l⁻¹ en el caso del sodio, de 10 a 60 mg l⁻¹ para los cloruros y entre 18 y 45 mg l⁻¹ para los sulfatos. De acuerdo con estos mismos autores, los valores de pH son siempre superiores a 8, la conductividad varía entre 455 y 601 $\mu\text{S cm}^{-1}$ y la temperatura es de 7 °C en invierno y 15 °C en verano.

El informe realizado por Bravo *et al.* (2004) concluye que los parámetros básicos (temperatura, conductividad, oxígeno disuelto y pH) tienen un comportamiento normal para el mes de abril, aunque en el caso de la temperatura el patrón natural de aumento de temperatura a lo largo del cauce no sucede para el mes de agosto, probablemente debido al bajo caudal.

En este informe (Bravo *et al.*, 2004) la conductividad media registrada coincide con los valores publicados por Guerrero Domínguez y González Martín (2000), situándose en torno a los 500 $\mu\text{S cm}^{-1}$, aunque se detectaron valores especialmente elevados en el arroyo de la Hoz o Tajuelo (a partir de ahora denominado Tajuelo) y en los ríos Cabrillas y Gallo, atribuidos a procesos de contaminación orgánica. En el arroyo Tajuelo se detectaron concentraciones de sales, lo que se explicó por su proximidad a la población de Poveda de la Sierra y a la presencia de minas (Bravo *et al.*, 2004).

Bravo *et al.* (2004) estudiaron concretamente la afección de las minas de caolín en los cursos fluviales adyacentes a las mismas. Para ello definieron 9 estaciones de muestreo localizadas en los arroyos Tajuelo, Merdero y Matalascabras así como en el propio río Tajo. En estas estaciones, además de la medición de distintos parámetros físico-químicos, se realizaron estudios cualitativos de abundancia de macroinvertebrados y se tomaron muestras de agua mensualmente para la determinación de la concentración de sedimentos en suspensión (CSS).

Al igual que para el resto de la red fluvial, los arroyos del entorno de la minas no presentan alteración para los parámetros básicos (Bravo *et al.*, 2004). Sin embargo las alteraciones son patentes a nivel estructural y paisajístico, por ejemplo por la presencia de depósitos en las orillas y por el color que toma el agua cuando el lecho es removido. Así, el arroyo Tajuelo se encuentra encajado de forma artificial en su llanura de inundación lo que favorece el desarrollo de pequeñas huertas e impide el crecimiento vegetación de ribera (Bravo *et al.*, 2004). Este arroyo también se ve afectado por la población de Poveda de la Sierra. El arroyo Matalascabras está excavado en su cabecera (localización de la mina Nuria) y su caudal está regulado por la presencia de una balsa de decantación. En la desembocadura del arroyo Tajuelo observaron diferencias entre el sustrato de éste y el del río Tajo (Bravo *et al.*, 2004).

De acuerdo con los resultados de Bravo *et al.* (2004) la evolución de los sedimentos en suspensión en el año de seguimiento muestra signos de alteración, habiendo registrado valores muy superiores a 25 mg l^{-1} , establecido por la normativa (Directiva 78/659/CEE), especialmente en los arroyos Tajuelo y Matalascabras (ver figura 1.2). Como conclusión final, el informe indica que la dinámica del río Tajo no se ve afectada a su paso por la zona minera, aunque si se ve disminuido el índice IBMWP (*Iberian Biological Monitoring Working Party*) y el número de familias de macroinvertebrados, especialmente por la incorporación del arroyo Tajuelo y en menor medida del Merdero. Si bien este informe no menciona la presencia de varios diques de gavión para la retención de sedimentos en la cuenca del arroyo Merdero.

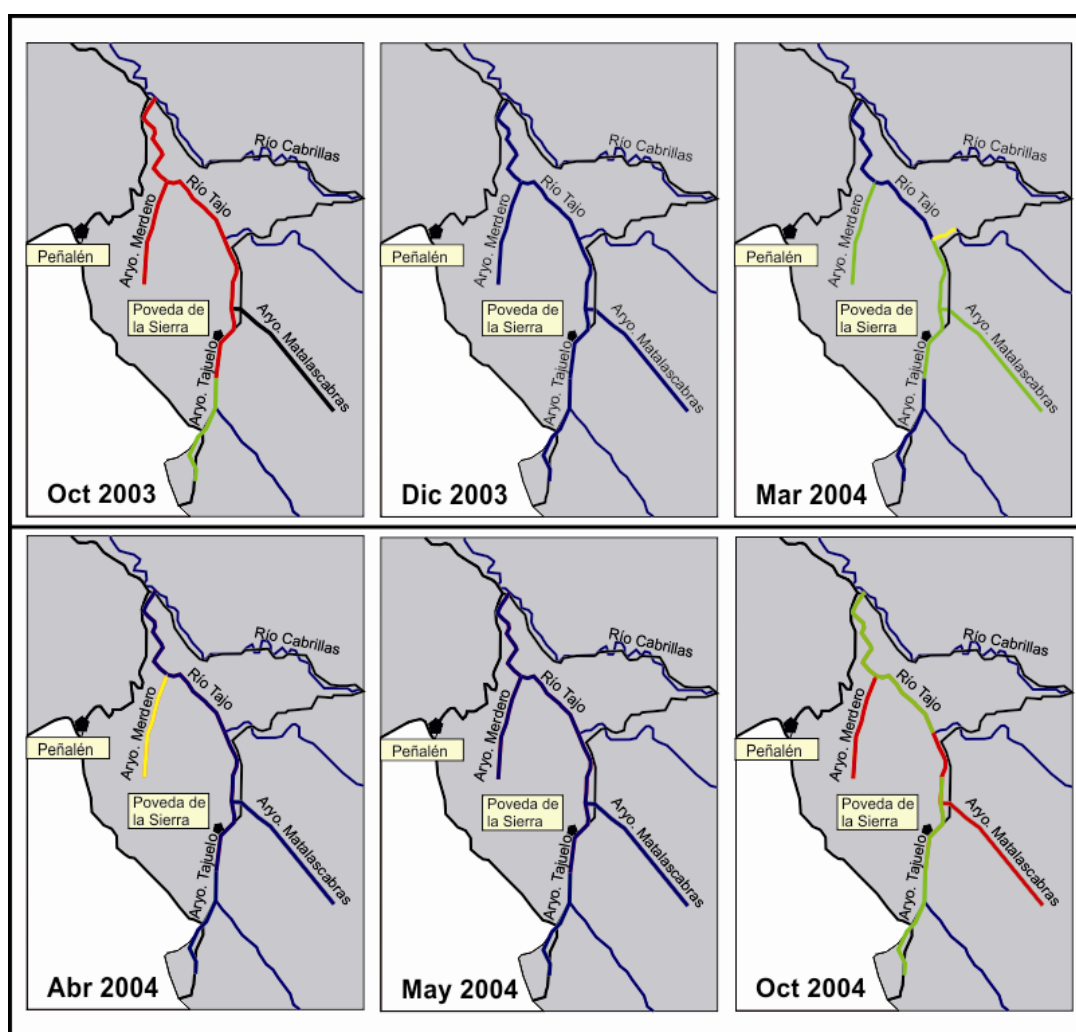


Figura 1.5. Representación cartográfica de los valores de concentración de sólidos en suspensión en los cauces estudiados por Bravo *et al.* (2004). El código de colores empleado es (valores en mg l^{-1}): azul <25; amarillo 26-100; verde 101-1.000; rojo 1.001-10.000; negro >10.000. La figura de diciembre de 2003 representa el periodo desde este mes hasta febrero 2004 y la de mayo 2004 representa también la situación en julio de ese mismo año. Redibujado de Bravo *et al.* (2004).

1.7. Hipótesis general y objetivos de la tesis

El objetivo general de esta tesis es aportar información sobre el flujo de sedimentos de origen detrítico en la zona minera del entorno del Parque Natural del Alto Tajo e identificar las principales fuentes de sedimento. De este modo se pretende comprender y caracterizar la problemática ambiental de tipo hidrológico (sin contaminación química) ligada a la emisión de sedimentos detríticos, que presuntamente disminuye la calidad del agua, afecta a la morfodinámica fluvial y a las comunidades acuáticas, tanto directa como indirectamente en la zona minera del Alto Tajo.

La hipótesis de partida es que las principales fuentes de sedimento son algunos espacios mineros situados en la Zona Periférica de Protección (ZPP) del Parque Natural del Alto Tajo. Aunque se ha observado que, además de estas zonas mineras problemáticas, existen otras fuentes naturales desde donde se emiten sedimentos a la red fluvial (laderas naturales y cárcavas arenosas), por lo que parece que el origen de este supuesto impacto ambiental y sus consecuencias es mucho más complejo.

Dada la superficie afectada y la complejidad del área de estudio, donde existen minas activas e inactivas, algunas de ellas con medidas para el control de la erosión y sedimentación y otras sin ellas, así como cárcavas o fuentes de sedimentos “naturales”, se han descrito unos objetivos específicos:

1.7.1. *Cuantificación de la erosión y la producción de sedimentos de las distintas áreas fuente de sedimento*

Objetivo 1: cuantificar la erosión y la producción de sedimentos de los distintos escenarios identificados, *a priori*, como posibles fuentes de sedimento: minas con medidas para el control de la erosión y sedimentación, minas sin estas medidas y cárcavas. Para ello, debido que no pueden estudiarse todas las situaciones de cada tipología, se ha seleccionado un ejemplo representativo de cada una de ellas. Además deben tenerse en cuenta las características de cada escenario, por lo que dentro de este objetivo se considera también una caracterización específica de las áreas fuente. Así, los capítulos del 3 al 5 de esta memoria recogen los trabajos realizados en cada uno de estos escenarios y los resultados obtenidos.

Hipótesis 1: se espera que los valores más altos de erosión y producción de sedimentos se obtengan en minas sin medidas para el control de la erosión y

sedimentación y en zonas de cárcavas, mientras que en minas con sistemas de control para la erosión y sedimentación, los sedimentos erosionados quedarán retenidos, sin que sean emitidos a la red fluvial del entorno.

1.7.2. *Mejoras en las actividades de restauración minera*

Objetivo 2: estudiar la respuesta erosiva de distintos tratamientos de restauración factibles de ser construidos en minas activas con planes de restauración 'tradicionales' ya en marcha. Para ello, se diseñó y monitorizó una escombrera experimental durante dos años, cuyos resultados quedan recogidos en el capítulo 3.

Las conclusiones obtenidas tras los estudios realizados para el logro de este objetivo se incorporarán en nuevos diseños de restauración minera, y en la toma de medidas de control para minimizar la emisión de sedimentos y sus efectos.

Hipótesis 2: se espera que las superficies recubiertas con una formación superficial (coluvión) o tierra vegetal sufran una menor erosión de origen hídrico y por tanto produzcan menos sedimentos. Lo mismo puede aplicarse a topografías de pendientes suavizadas y perfil cóncavo (Hancock *et al.*, 2003; Toy *et al.*, 2002). Sin embargo, las superficies desprovistas de suelo, donde las arenas quedan expuestas, serán más susceptibles de erosionarse y emitir sedimentos.

1.7.3. *Cuantificación de los sedimentos en transportados en suspensión*

Objetivo 3: cuantificar los sedimentos en suspensión que son transportados por la red fluvial del entorno de las explotaciones mineras. Este objetivo ayudará a comprender el funcionamiento del sistema y el flujo de sedimentos en los cursos fluviales de la zona de estudio. Para ello es necesario el seguimiento del transporte de sedimentos en suspensión, por lo que en el capítulo 6 de esta memoria se describe el diseño e instalación de una red de seguimiento de sedimentos en suspensión.

Hipótesis 3: aquellos cursos fluviales que drenan cuencas con presencia de cárcavas y minas sin control de la erosión y sedimentación serán los que presenten una mayor cantidad de sedimentos en suspensión, indistintamente de si existen o no diques de corrección hidrológica.

Capítulo 2

ÁREA DE ESTUDIO

El Alto Tajo



Paisaje característico del Parque Natural del Alto Tajo.
(Foto: José Francisco Martín Duque, agosto 2007)

El capítulo de *Área de Estudio*, habitualmente incluido en tesis que tratan sobre una realidad territorial concreta, se ha enfocado aquí desde una perspectiva eminentemente útil a los fines de la investigación desarrollada. En este capítulo se ha recopilado y analizado información relacionada con los objetivos perseguidos en la tesis. A su vez, también se ha elaborado información original, con contribuciones significativas. Es el caso de algunos contenidos incluidos en los epígrafes 2.4. *Geomorfología*, y 2.5. *Efectos geomorfológicos de la transformación histórica de este territorio por actividades humanas*. Estos epígrafes ponen de relieve la intensa actividad geomorfológica en el área de estudio, lo que ayuda a entender la severidad de alguno de los procesos erosivos que más tarde se analizan.

2.1. Marco geográfico

El área de estudio se sitúa en la región conocida como “Alto Tajo”, por encontrarse en la cuenca alta del río Tajo. Es una zona de altas parameras y relieves abruptos, situada en las proximidades de la región de la Serranía de Cuenca, en la Rama Castellana del Sistema Ibérico o Cordillera Ibérica.

Esta comarca fue declarada Parque Natural el 6 de Abril de 2000 (*Ley 1/2000, de 6 de abril, D. O. C. M. nº 43, de 5/5/00*). Posee una extensión de 105.721 ha y cuenta con una Zona Periférica de Protección de 68.824 ha. La superficie cubierta por el Plan de Ordenación de Recursos Naturales (PORN) abarca un total de 176.265 ha. El Parque Natural del Alto Tajo está ubicado en la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha, ocupando parte de las provincias de Guadalajara y Cuenca (DOCM, 2000; BOE, 2000).

Concretamente, los trabajos de investigación se han desarrollado en la parte central y sur del Parque Natural y su Zona Periférica de Protección, dentro del área también denominada valle medio del Alto Tajo (Consejería de Ordenación del Territorio y Vivienda de Catilla-La Mancha, 2008). El área de estudio se divide en dos zonas separadas entre sí unos 15 km en línea recta. La primera de ellas se localiza en las proximidades de las poblaciones de Peñalén y Poveda de la Sierra, donde se encuentran ubicadas una serie de minas de caolín, explotaciones de ladera a cielo abierto. La segunda zona de estudio se sitúa en el Término Municipal de Peralejos de las Truchas, donde se encuentra la cárcava de Ribagorda. Estas dos zonas fueron seleccionadas por localizarse en ellas las minas y las cárcavas más representativas.

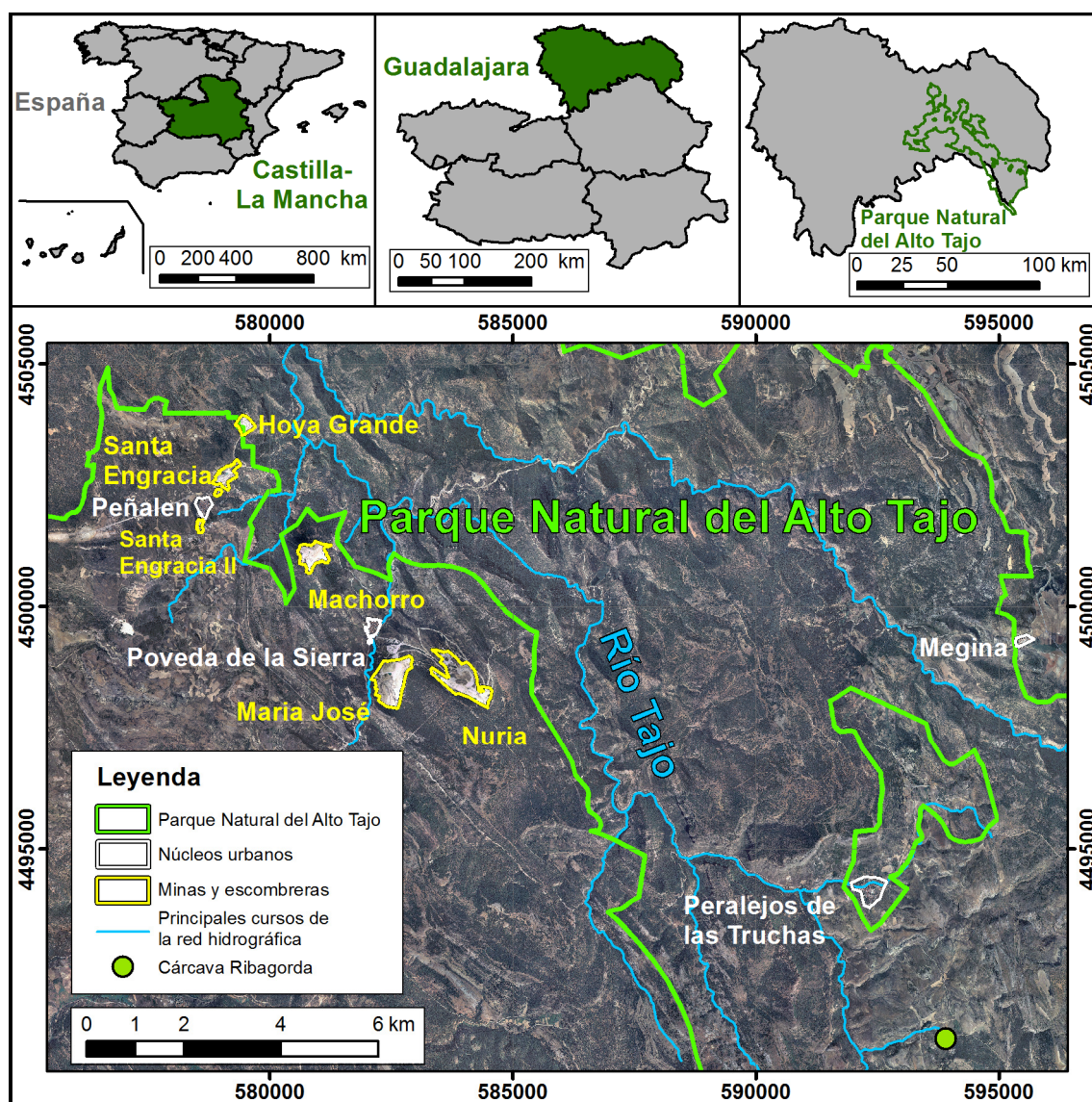


Figura 2.1. Localización del área de estudio. Sistema de Coordenadas UTM-30 N, Datum: ETRS 1989. Fuente: elaboración a partir de las ortofotos del PNOA 2009 correspondientes a la hojas 514 y 539.

2.2. Caracterización climática

Para realizar la caracterización climática se ha llevado a cabo una revisión bibliográfica y se han analizado los datos de precipitación y temperatura de las estaciones meteorológicas de la red AEMET del entorno del área de estudio.

Los datos históricos analizados corresponden a un total de 8 estaciones meteorológicas, de las cuales sólo tres son estaciones termo-pluviométricas (tabla 2.1). En una primera fase se seleccionaron las estaciones cuyas series

temporales de datos son más largas y poseen un mayor número de años completos: Alcantud, Beteta (pertenecientes a la provincia de Cuenca), Molina de Aragón, Peñalén, Peralejos de las Truchas y Zaorejas (provincia de Guadalajara). De estas seis estaciones se seleccionaron las de Peralejos de las Truchas (3003B) y Molina de Aragón (3013).

La estación de Peralejos de las Truchas se encuentra en una posición orográfica representativa del área de estudio (1.192 m.s.n.m) y muy próxima a ella. Sin embargo no puede decirse lo mismo de la estación de Molina de Aragón, ya que se encuentra alejada del área de estudio y a menor altitud (1.059 m.s.n.m). Por esta razón se considera que la estación de Peralejos describe mejor las características climáticas de la zona de estudio; aún así, debido a que la estación de Molina de Aragón posee una serie mayor de datos térmicos, se decidió usar los datos de ambas estaciones.

Tabla 2.1. Estaciones meteorológicas analizadas en una primera fase (Fuente: AEMET).

Estación meteorológica	Código	Tipo de estación	Serie temporal de datos		Nº de años completos	
			Pluvio	Termo	Pluvio	Termo
Alcantud	3047	Termo-pluviométrica	1939-1998	1968-1998	21	19
Beteta	3040	Pluviométrica	1960-2007	-	44	-
Molina de Aragón	3013	Termo-pluviométrica	1949-2012		59	59
Peñalén	3005	Pluviométrica	1962-1987	-	15	-
Peralejos de las Truchas	3003b	Termo-pluviométrica	1961-2012	1996-2012	50	10
Poveda de la Sierra	3004	Pluviométrica	1954-1957	-	1	-
Taravilla	3017	Pluviométrica	1961-1964	-	0	-
Zaorejas	3021	Pluviométrica	1954-2007	-	23	-

Las series de datos de las estaciones meteorológica de Peralejos de las Truchas y Molina de Aragón han sido analizadas mediante el uso de la aplicación CHAC (Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas) desarrollada por el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX, 2004a).

La aplicación CHAC realiza estudios de frecuencia de distintas series temporales anuales, usando para ello varias funciones de distribución de frecuencias y distintos métodos de estimación de parámetros. En este caso la distribución de frecuencias empleada fue la GEV (*General Extreme Values*, Valores Extremos Generalizados) con el método de Momentos Ponderados (PWM), ya que es la función que más se ajusta a los datos disponibles (Andrés

Díez, com. pers.). Los datos empleados para realizar el análisis de frecuencias corresponden a la precipitación mensual total (PMT) y temperatura media mensual (TMM). Con estos datos se han calculado los periodos de retorno (T) de la precipitación anual para las estaciones de Peralejos de las Truchas y Molina de Aragón (tabla 2.2).

Tabla 2.2. Periodos de retorno obtenidos para la precipitación anual total de las estaciones meteorológicas de Peralejos de las Truchas y Molina de Aragón.

Estación meteorológica	Código	Serie	Precipitación anual total (mm) para distintos periodos de retorno (años)							
			2	5	10	25	50	100	200	500
Peralejos de las Truchas	3003B	1961-2011	756	941	1.053	1.185	1.276	1.361	1.440	1.537
Molina de Aragón	3013	1949-2012	486	586	643	704	743	778	808	843

2.2.1. Precipitación

La precipitación en el área de estudio se produce tanto en forma de lluvia como de nieve, produciéndose esta última en los meses de noviembre a abril generalmente (ver tabla 2.3). La presencia de nieve en las zonas altas es un aspecto a considerar para la reserva hídrica y también por procesos de deshielo.

Tabla 2.3. Distribución de los días de lluvia y de nieve a lo largo del año (valores medios para la serie 1996-2011 en Peralejos de las Truchas y 1951-2011 en Molina de Aragón, fuente: AEMET).

Estación	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sept	Oct	Nov	Dic	Anual
Peralejos de las Truchas													
Días lluvia	7	5	7	9	12	7	5	6	9	10	8	8	88
Días nieve	5	5	4	3	1	0	0	0	0	0	3	4	24
Molina de Aragón													
Días lluvia	7	6	7	10	12	9	5	6	7	10	9	8	94
Días nieve	4	4	4	3	1	0	0	0	0	0	2	3	19

Atendiendo a los datos de la estación de Peralejos de las Truchas, la precipitación anual media es de 780 mm. Julio es el mes más seco con una precipitación media de 21,7 mm; la máxima precipitación se registra en los meses de abril y diciembre, con una media de 82 mm. La precipitación anual máxima registrada es de 1.240 mm y corresponde al año hidrológico 1968-

1969. La mínima precipitación anual se registró en el 2004-2005, siendo ésta de 404 mm (datos facilitados por Abel Moreno y AEMET).

De acuerdo con ICONA (1988) el factor R, Erosividad de la lluvia para la Ecuación Universal de Pérdida de Suelo (*Universal Soil Loss Equation*, USLE) en Molina de Aragón es de 80, si bien se entiende que para Peralejos de las Truchas este valor puede ser mayor, ya que las precipitaciones registradas en esta estación son más abundantes, como puede verse en la tabla 2.2 y en la figura 2.2.

2.2.2. Temperatura

Los datos de temperatura se han obtenido tras el análisis de los datos térmicos registrados en las estaciones de Molina de Aragón (serie 1949-2011) y de Peralejos de las Truchas (serie 1996-2011) (datos facilitados por AEMET).

La temperatura media anual es de unos 10 °C (9,7 °C para Peralejos y 10,2 °C para Molina), siendo julio el mes que registra temperaturas más altas (18,8 °C de media en Peralejos y 19,6 °C en Molina). Diciembre es el mes más frío con 1,9 °C de media en la estación de Peralejos y 2,4 °C en Molina de Aragón.

La temperatura media anual más baja registrada en la estación de Molina de Aragón es de 8,8 °C para el año 1970-1971 y la más alta 12 °C para el año 1989-1990. En Peralejos, los años más fríos fueron 1999-2000 y 2000-2001, ambos con una temperatura media de 8,6 °C. La temperatura media anual más alta ha sido 10,2 °C en el año 1996-1997.

Tabla 2.4. Distribución anual de la temperatura. Los valores corresponden a temperatura media (°C) (Fuente: AEMET).

Estación meteorológica	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sept	Oct	Nov	Dic	Año
Peralejos de las Truchas	1,9	3,1	5,7	7,9	11,8	16,5	18,8	18,6	14,6	10,2	4,7	2,2	9,7
Molina de Aragón	2,4	3,5	6,0	8,1	12,1	16,4	19,6	19,3	15,7	10,7	5,7	3,0	10,2

En la estación de Molina de Aragón se ha registrado una media de 120 días de helada al año. Para la estación de Peralejos, este valor asciende a 128. En Peralejos de las Truchas, aunque el registro histórico es mucho menor, parece que las temperaturas son un poco más bajas que en Molina de Aragón (1 °C aproximadamente) y la precipitación algo más cuantiosa (ver figura 2.2).

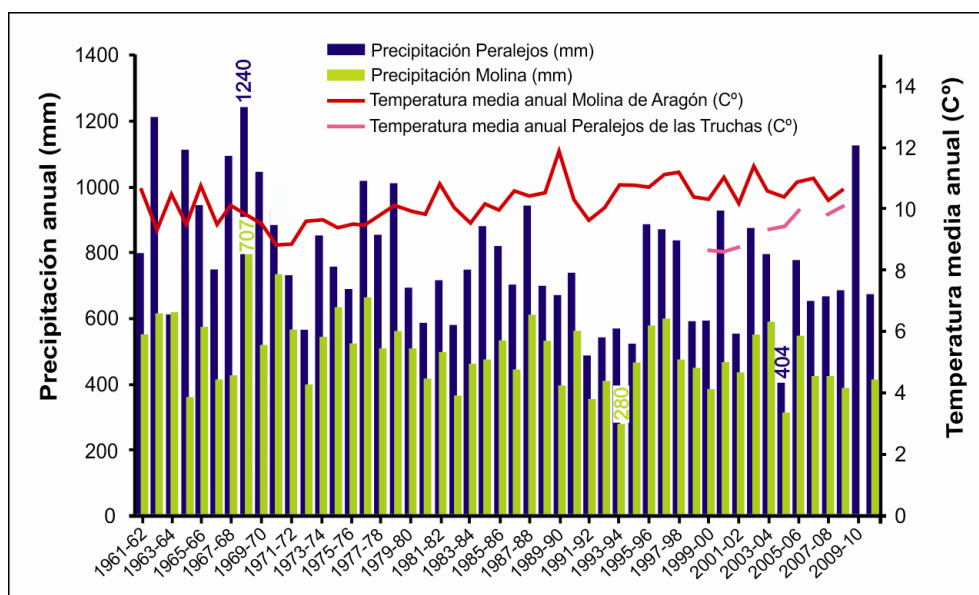


Figura 2.2 Registro histórico de precipitación y temperatura para las estaciones de Peralejos de las Truchas (3003B) y Molina de Aragón (3013). Elaboración propia. Fuente: AEMET.

2.2.3. Clasificación climática

El clima del Alto Tajo es mediterráneo templado con veranos suaves y secos (Csb), según la clasificación de Köppen (Köppen, 1918), pero con influencia continental, siendo el *Índice de Continentalidad de Currey (IC)* (Urbano Terrón, 1995) de 1,2 (subcontinental).

Tabla 2.5. Datos usados para obtener la clasificación climática de Köppen y el Índice de Continentalidad de Currey del área de estudio.

Estación meteorológica	Latitud (decimal)	P. media anual (cm)	T. media anual (°C)	T. mes más frío (°C)	T. mes más cálido (°C)	P. mes más seco (mm)	P. mes más lluvioso (mm)
Peralejos (3003B)	40,59	78	9,5	1,9	18,8	21,7 / ago	82 /abr-dic
Índice de Köppen	$K = \frac{P \text{ media anual (cm)}}{T \text{ media anual (°C)}}$		K = 8,2	Si $k > 2 \rightarrow$ Clima templado tipo C			
	P. mes más seco < 30 mm			Subtipo Cs \rightarrow Clima mediterráneo			
	T. mes más cálido < 22 °C y al menos 4 meses con T. media > 10 °C			Variedad Csb \rightarrow Clima templado lluvioso con verano seco y cálido			
Índice de Continentalidad de Currey (IC)	$IC = \frac{(Mi - mi)}{(1 + \frac{1}{3} Lat)}$			Mi = temperatura media mes más cálido (°C) mi = temperatura media mes más frío (°C) Lat = latitud			

P= precipitación, T= temperatura.

Usando los datos de temperatura de la estación de Molina de Aragón se ha calculado la evapotranspiración potencial (ETP) mediante el método de Thornthwaite (Urbano Terrón, 1995). Acorde a este método la evapotranspiración potencial total anual de esta región es de 679 mm.

El régimen de humedad se clasifica como mediterráneo seco acorde a la clasificación de Papadakis (ver IGN, 2004).

Tabla 2.6. Distribución anual de la evapotranspiración potencial mensual de Thornwaite corregida (ETP_{tho}) y la precipitación mensual media. Valores expresados en mm.

Molina de Aragón (3013)	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sept	Oct	Nov	Dic	Año
ETP _{tho}	8	12	28	42	74	104	129	119	82	50	21	10	679
Precipitación mensual media	30	32	39	52	67	52	26	25	46	46	41	36	30

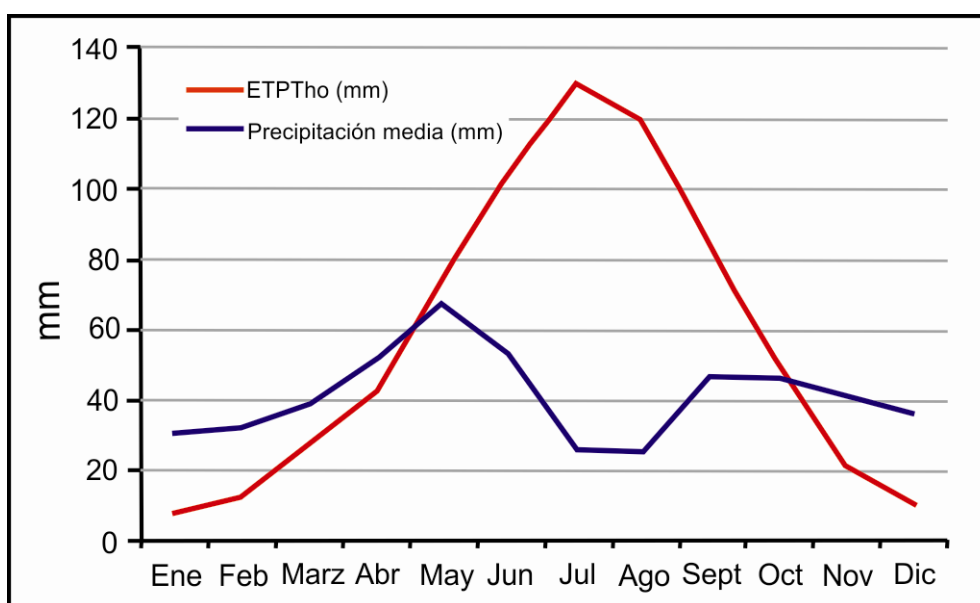


Figura 2.3. Evapotranspiración potencial mensual según el método de Thornwaite y temperatura mensual media para la estación de Molina de Aragón (3013).

Estacionalmente, el área de estudio se caracteriza por inviernos largos y fríos donde es habitual la precipitación en forma de nieve y veranos cortos no muy calurosos y secos con tormentas erosivas (DOCM, 1999; IGN, 2004).

2.3. Geología

Como ya se ha indicado, el área de estudio se encuentra en el Sistema Ibérico, cuya dirección principal es NW-SE. Los materiales más abundantes de este sistema montañoso son de edad mesozoica y terciaria, aunque también afloran materiales cámbricos y paleozoicos. Los materiales más antiguos se encuentran deformados por la orogenia Hercínica y todo el conjunto se ve afectado por el plegamiento alpino. La evolución tectónica ha dado lugar a zonas deprimidas (intermontanas) y zonas elevadas (marginales). También son producto de las distintas etapas tectónicas la existencia de áreas con predominio de estructuras tabulares y otras con predominio de pliegues más o menos apretados (Gutiérrez Elorza, 1994) (figura 2.4).

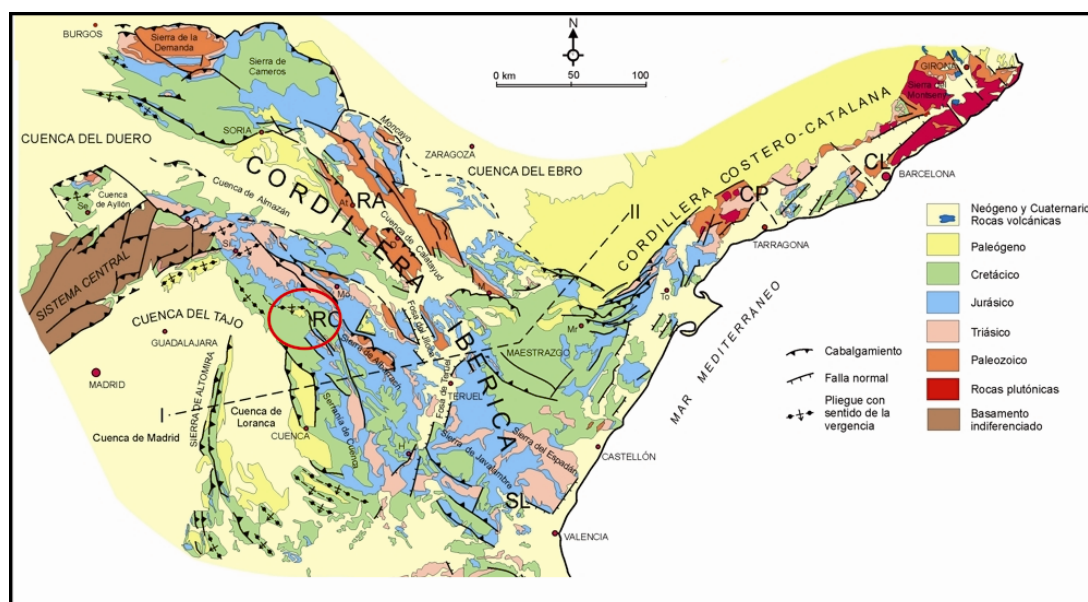


Figura 2.4. Esquema geológico de la Cordillera Ibérica y localización de la zona de estudio dentro de la misma. RA – Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, RC – Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, CP – Cordillera Litoral Costero-Catalana, CL – Cordillera Prelitoral Costero-Catalana, SL – Sistema Levantino. Poblaciones: A – Atienza, At – Ateca, Ay – Ayora, D– Daroca, H – Henarejos, M – Montalbán, Mo – Molina de Aragón, Mr – Morella, Se – Sepúlveda, Si – Sigüenza, To – Tortosa (reproducido de Vera, 2004).

La geología es muy variada en el Parque Natural del Alto Tajo, existiendo incluso una serie de “Geo-Rutas” y un libro específico, *Guía Geológica del Parque Natural del Alto Tajo* (Carcavilla et al., 2008) donde se explican de forma divulgativa la historia geológica, las formas, los procesos geológicos y los paisajes del Parque Natural.

Los materiales principales del área de estudio, como en el resto del Sistema Ibérico, son materiales mesozoicos de origen carbonático (calizas y dolomías) intercalados con materiales de origen detrítico (arenas y conglomerados). Estos materiales tienen edades comprendidas entre el Jurásico inferior y el Cretácico superior, sin llegar a aflorar, en esta área, materiales paleozoicos (Lendínez *et al.*, 1981; Olmo y Álvaro, 1989).

Los materiales Jurásicos pertenecientes al Lias y Dogger se sitúan principalmente en los fondos de valle. La formación más antigua de la zona de estudio corresponde a la Formación Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas (Sinemuriense superior (?) – Carixiense). Estas calizas presentan una buena estratificación en bancos de 0,5 a 1 m de potencia. Por encima de esta formación se sitúa la Formación Margas del Cerro del Pez y formación Caliza bioclástica de Barahona (Carixiense superior-Domeriense), teniendo las margas espesores de 6 a 8 metros y las calizas de 15 a 20 metros. Sobre ellas se apoya la Formación Margas y Calizas de Turmiel (Toarciense) y finalmente la Formación Carbonatada de Chelva, ya perteneciente al Dogger. Estas dos últimas formaciones se interpretan como depósitos de plataforma y de cuenca constituyendo un ciclo de carácter *shoaling upwards*. Estos materiales jurásicos poseen abundantes restos fósiles de origen marino, entre los que destacan: braquiópodos, equinodermos, gasterópodos, lamelibranquios y otros moluscos, así como, ostrácodos y foraminíferos (Lendínez *et al.*, 1981; Olmo y Álvaro, 1989).

Los materiales cretácicos se encuentran en las largas laderas de alta pendiente y constituyendo relieves tabulares. En la zona de estudio estos materiales abarcan tanto el Cretácico inferior (Barremiense) como el superior, aunque los materiales correspondientes al Campaniense superior-Paleoceno (Cretácico terminal-Paleoceno) únicamente afloran en una pequeña zona en el valle del barranco del Avellano (Término Municipal de Poveda de la Sierra). Son materiales depositados en medios fluviales y de transición costera. Los materiales carbonáticos que culminan las laderas tienen naturaleza variada: margas, dolomías, e incluso niveles arenosos y conglomeráticos. Estos materiales corresponden a la Formación Calizas dolomíticas del pantano de Taranquera y Formación Calizas de Hontoria del Pinar, bajo estas se encuentra la Formación de Dolomías de la Ciudad Encantada y ya en la base de los cerros y muelas la Formación Margas de Chera y otras asociadas. Las rocas carbonáticas se formaron a partir de la sedimentación de fangos calcáreos en fondos marinos (de plataformas continentales), y de otros ambientes costeros

relacionados (llanuras fangosas, lagunas litorales...). Estas rocas aparecen en bancos horizontales, cuyos planos se encuentran a su vez cortados por diaclasas subperpendiculares (Olmo y Álvaro, 1989).

Constituyendo las laderas se encuentran la Formación Arenas de Utrillas (Albiense) y en la base de estas laderas aparecen sedimentos de tipo conglomerados, areniscas, arcillas y calizas del Aptiense y Barremiense (Facies Weald), con espesores que pueden llegar a los 100 metros (Olmo y Álvaro, 1989).

De acuerdo con López Olmedo y Gállego Coiduras (1976), las Facies Utrillas y las Facies Weald son discordantes entre sí y se apoyan mediante una discordancia cartográfica sobre las series jurásicas. Estos mismos autores indican que existe una estrecha relación entre la sedimentación del Cretácico y la tectónica, señalando la existencia de un marcado surco, de dirección NO-SE, coincidente con el actual cañón del río Tajo. Este surco tendría un umbral en el área NE (zona de Taravilla) y otro al SO (zona de Beteta).

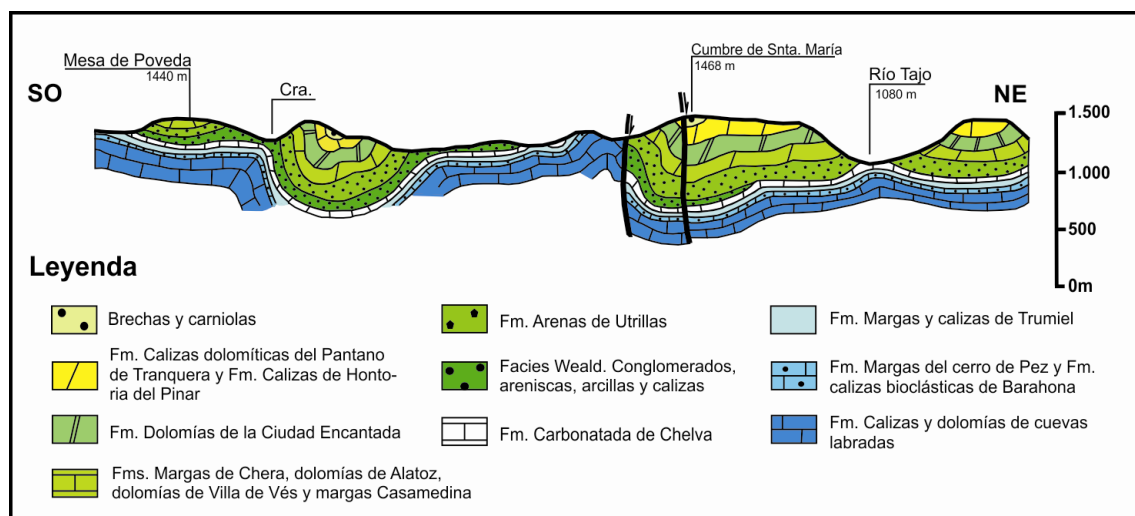


Figura 2.5. Corte geológico de la zona. En él puede verse la topografía tabular en materiales Cretácicos. Las mesas son sinformas preservadas de la erosión (redibujado de Olmo y Álvaro, 1989).

Las empresas mineras explotan el caolín existente en las formaciones de arenas en Facies Utrillas. Las arenas de esta formación están constituidas por cuarzo y feldespato potásico y, dado el porcentaje de estos minerales, pueden ser incluidas en el grupo de las arcosas (López Olmedo y Gállego Coiduras, 1976). Estas arenas tienen un espesor de entre 50 y 100 metros y

corresponden a arenas blanco – amarillentas, ricas en caolín, con bancos de espesor métrico, e intercalaciones de gravas de cuarzo y cuarcita. También aparecen bancos de lutitas masivas, de distinta coloración y encostramientos ferruginosos a techo de los cuerpos tabulares. En esta Facies son frecuentes las estructuras sedimentarias tipo laminación cruzada (López Olmedo y Gállego Coiduras, 1976; Olmo y Álvaro, 1989).

En lo que a estructuras tectónicas se refiere, la zona de estudio se sitúa entre el *Dominio Tabular* y el *Dominio de pliegues “en cofre” y cabalgamientos* definidos en el mapa geológico de Peralejos de las Truchas (Olmo y Álvaro, 1989). La parte Noroeste de la zona de estudio presenta estructuras subhorizontales o suavemente plegadas con direcciones poco definidas (dominio tabular), mientras que al Este y Sur son abundantes los pliegues y cabalgamientos de orientación NO-SE y con vergencia hacia el SO. Estos pliegues presentan en muchos casos geometría “en cofre”, es decir, poseen un flanco con fuertes buzamientos, llegando a ser verticalizado e incluso invertido localmente (flancos SO) y un “fondo” plano con doble charnela. Destacan en esta zona los sinclinales de La Muela de Poveda y el Arroyo del Avellano (Término Municipal de Poveda de la Sierra) que posee materiales de tránsito Cretácico-Terciario anteriormente descritos. En las proximidades a la Cárcava de Ribagorda se ha descrito también un sinclinal, en este caso afectado por el cabalgamiento de Rasón en su flanco oriental. Estos pliegues y cabalgamientos aparecen también asociados a fallas longitudinales paralelas o subparalelas a los ejes de plegamiento (ver figura 2.6).

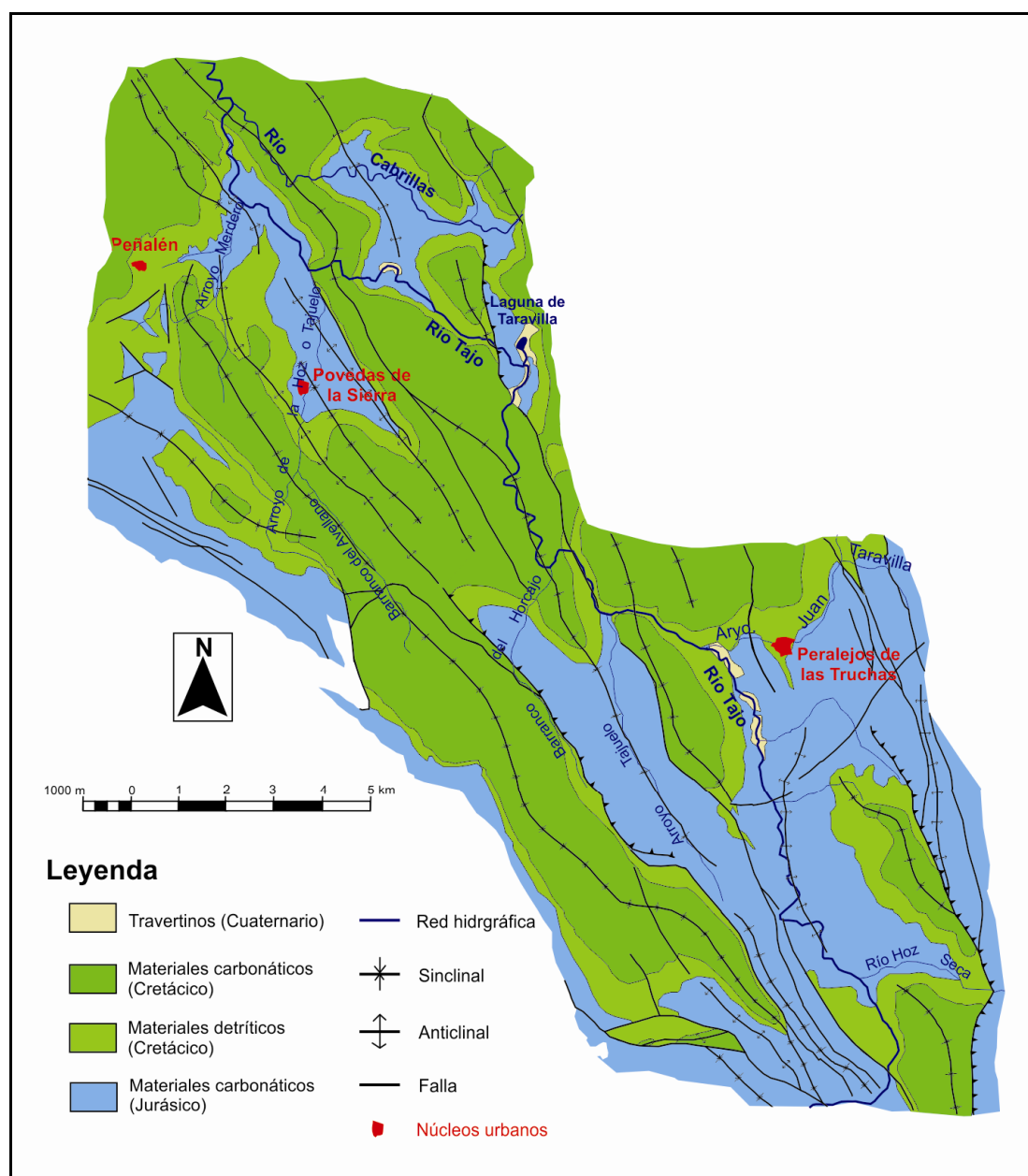


Figura 2.6. Mapa geológico simplificado del área de estudio. (Modificado de Lendínez *et al.*, 1981; Olmo y Álvaro, 1989).

2.4. Geomorfología

Este epígrafe sobre la geomorfología del área de estudio, junto con el siguiente, (2.5. Efectos geomorfológicos de la transformación histórica de este territorio por actividades humanas), se consideran los más importantes de este capítulo, ya que ayudan a entender los procesos geomorfológicos pasados y actuales, entre los cuales se sitúan los procesos erosivos estudiados, así como la hidrogeomorfología actual de la red fluvial.

Este apartado consta de tres subapartados diferenciados: el primero de ellos se ha realizado a partir de una revisión bibliográfica, y muestra una síntesis de los aspectos geomorfológicos más característicos del área de estudio; en el segundo se ha realizado una breve caracterización de procesos geomorfológicos activos identificados en el área de estudio, poniendo de manifiesto la alta actividad geomorfológica de toda la zona, que amplifica los procesos erosivos. El último se refiere a estudios y contribuciones derivadas de nuestro trabajo, durante los años de desarrollo de la tesis, si bien estas contribuciones no son un objetivo específico de la tesis.

2.4.1. Geomorfología del área de estudio y su entorno

El área de estudio se sitúa en la Rama Castellana del Sistema Ibérico, como ya se ha explicado. Puede encontrarse información más general sobre la geomorfología del Sistema Ibérico en el libro *Geomorfología de España* (Gutiérrez Elorza, 1994).

Para el área de estudio existe información geomorfológica muy útil en la descripción del mapa geológico de Peralejos de las Truchas (Olmo y Álvaro, 1989). Pero hemos de destacar, sobre todo, los trabajos realizados por el grupo de González Martín y González Amuchastegui, al tratarse de estudios específicos de la geomorfología de esta región. Así, es necesario mencionar la tesis doctoral de González Amuchastegui (1993) y las distintas publicaciones del grupo, centradas principalmente en el estudio de distintos cuerpos tobáceos existentes en el área de estudio y su entorno como: Ordoñez *et al.* (1992); González Amuchastegui y González Martín (1993); González Amuchastegui, García Giménez y González Martín (1995); González Amuchastegui (1999); Guerrero Domínguez y González Martín (2000); Guerrero Domínguez (2001); González Martín y Rubio (2000). Relacionado con la evolución de cuerpos tobáceos se ha encontrado también el trabajo de Valero Garcés *et al.* (2008) y Moreno *et al.* (2008) para los travertinos del entorno de la laguna de Taravilla.

Otro trabajo a destacar, donde se trata la geomorfología y geología del Parque natural del Alto Tajo de forma más divulgativa, es el mencionado libro *Guía Geológica del Parque Natural del Alto Tajo* (Carcavilla *et al.*, 2008). El paisaje del Alto Tajo también se describe en un libro específico sobre los paisajes del Tajo (Molina *et al.*, 2010).

Una vez revisados estos trabajos, puede decirse que el Sistema Ibérico orográficamente se caracteriza por la presencia de extensas mesetas o áreas amesetadas, con cimas, por lo general, mayores a los 1000 m.s.n.m. En estas superficies destacan distintas sierras y macizos de relieves no muy enérgicos. También se caracteriza por tener depresiones intermontanas, como por ejemplo la Depresión Intermedia, situada entre las Serranías de Cuenca y Altomira (Gutiérrez Elorza, 1994).

Hidrográficamente, el Sistema Ibérico se caracteriza por ser una zona de importantes divisorias de agua, ya que limita las cuencas del Ebro, Duero, Tajo, Guadiana, Júcar y Turia.

El área de estudio se localiza en el denominado *Área Suroccidental* del Sistema Ibérico. En términos generales, esta área se caracteriza por la presencia de materiales carbonatados mesozoicos, en los que destacan la Formación de la Ciudad Encantada (Cretácico superior). En la Serranía de Cuenca y su entrono predominan las estructuras tabulares, donde los procesos kársticos son los más importantes dando lugar a la formación de campos de dolinas y endokarst (por ejemplo en la región de la Hoz de Beteta), depresiones kársticas, *poljes* y otras formas típicas del modelado kárstico.

En el Área Suroccidental, la red fluvial desarrollada sobre los materiales mesozoicos se encaja abruptamente, dando lugar a gargantas (como la Hoz de Beteta), cañones (cañones del río Tajo, por ejemplo) y favoreciendo la formación de travertinos, bien a favor de surgencias o bien en los cauces actuales. En esta área, la acción de las fases frías fue débil dada su altura moderada. Aún así se reconocen depósitos periglaciares tipo *grèze-liteé* y canchales de piedra (Gutiérrez Elorza, 1994).



Figura 2.7. Ejemplo de *gréze-liteé* localizado en las proximidades de las Casas del Salto (Término Municipal de Poveda de la Sierra) (Foto: José F. Martín Duque, agosto 2007).

Al igual que su entorno, la zona de estudio se caracteriza por poseer formas del terreno de tipo estructural, es decir, morfologías condicionadas por la estructura de los cuerpos rocosos de materiales mesozoicos. Se trata de un conjunto de mesetas, mesas, muelas, cuestras, *hog-backs* y crestas resultado de la erosión y encajamiento del río Tajo durante el Cuaternario (Olmo y Álvaro, 1989).

A principios del Cuaternario existían en la zona unas antiguas superficies culminantes (actuales parameras) en las que el río Tajo labró gargantas, hoces y cañones (Lendínez *et al.*, 1981; Olmo and Álvaro, 1989). Estas formas, como se ha explicado en el apartado de geología (epígrafe 2.3), constituyen en realidad un sistema de grandes pliegues de radio amplio (anticlinales y sinclinales), que luego fueron arrasados por extensas superficies de erosión, razón por la cual su culminación tiende a ser plana (González Amuchastegui, 1993). El encajamiento de los cursos fluviales en zonas donde los pliegues son más apretados ha dado lugar a espectaculares *cluses fluviales* (Carcavilla *et al.*, 2010).

Las laderas se caracterizan por su gran desarrollo, superior a los 100 metros y en casos de hasta 400 metros, dado que la altitud media de las plataformas es superior a los 1.400 metros, y el cauce del río Tajo discurre aquí a una altitud que oscila en torno a los 1.000 metros (ver figura 2.9).

Los elementos de origen fluvial, cañones, barrancos y hoces, constituyen, junto con los relieves tabulares, los elementos geomorfológicos principales de la zona estudiada (González Amuchastegui, 1993). Según el *Atlas de los Paisajes de España* (Mata y Sanz Herraiz, 2003), el sector estudiado forma parte de la unidad “Hoces y gargantas ibérico-levantinas”. En este entorno, el río Tajo cuenta con más de 100 km de hoces y cañones con paredes verticalizadas (cantiles) de hasta 200 m de altura (Carcavilla *et al.*, 2008; Carcavilla *et al.*, 2010). Además del encajamiento del curso principal del propio río Tajo, las principales hoces y cañones del entorno son, de Este a Oeste y por la margen derecha: río Hoz Seca, arroyo de Juan Taravilla, río Cabrillas, y el sistema de los ríos Gallo-Arandilla, situado al norte del área de estudio (conjunto geomorfológico muy singular de cañones desarrollados sobre areniscas rojas). Por la margen izquierda, los tributarios son de mucha menor entidad, y destacan: el arroyo Tajuelo, el barranco del Horcajo, el arroyo de la Hoz (también denominado Tajuelo localmente) y el arroyo Merdero (ver figura 2.8).

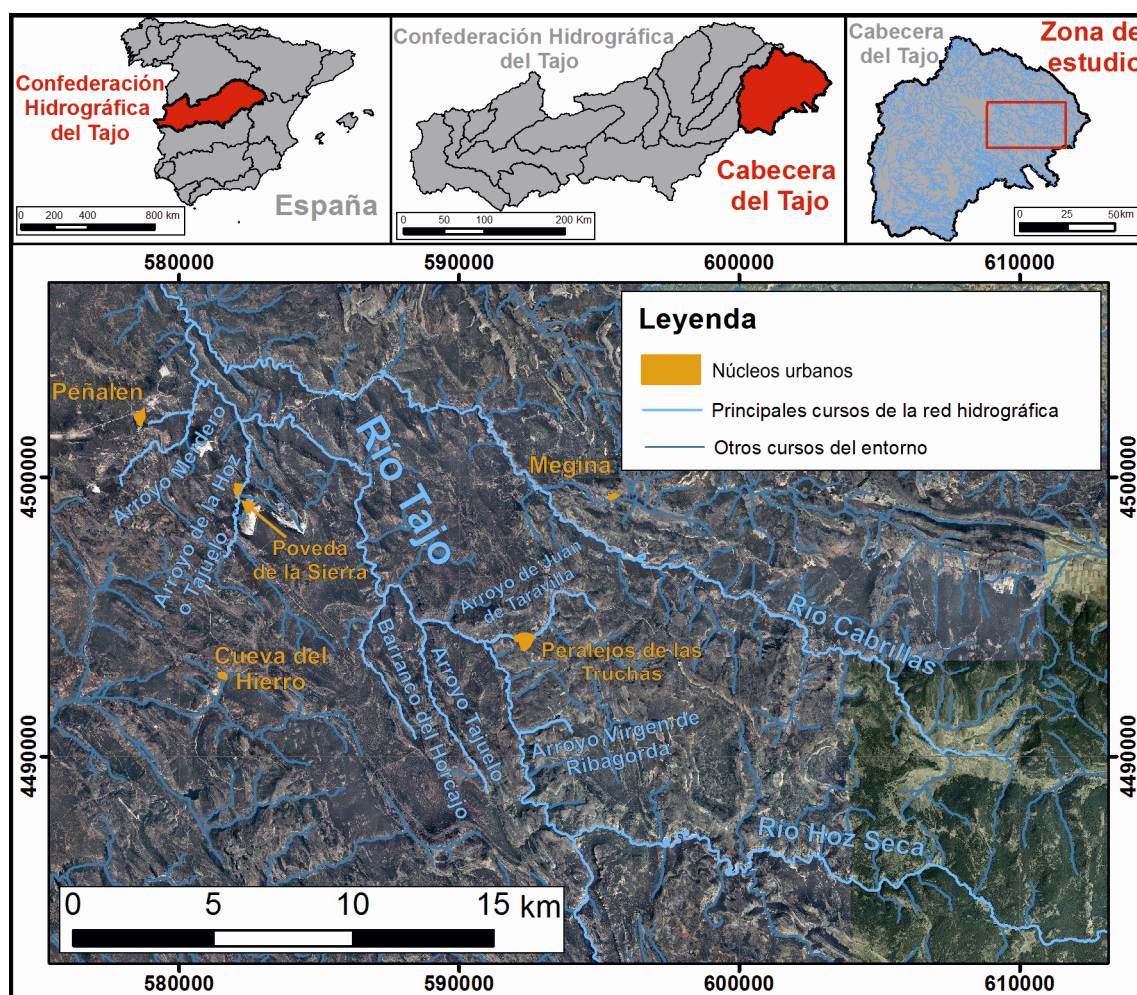


Figura 2.8. Ortofoto con los principales cursos fluviales del área de estudio. Sistema de Coordenadas UTM-30 N, Datum: ETRS 1989. Fuente: elaboración a partir de las ortofotos del PNOA 2009 correspondientes a la hojas 514 y 539.

En Molina *et al.* (2010, p. 245), podemos encontrar una muy buena descripción del contexto geomorfológico de los cañones actuales, encajados a partir de paleovalles más anchos: *“Antes de formarse las actuales hoces, una red de drenaje de valles suaves se había abierto en la paramera; eran valles de fondo plano, con escasa pendiente, en los que los ríos divagaban. Estos valles guardan conexión con la actual red encajada. Muchas de las hoces se inscriben en estos valles, que han quedado abandonados y colgados a gran altura sobre los actuales cauces, formando hombreras a ambos lados de la hoz”*. La presencia de estos paleovalles es muy evidente en la figura 2.9.

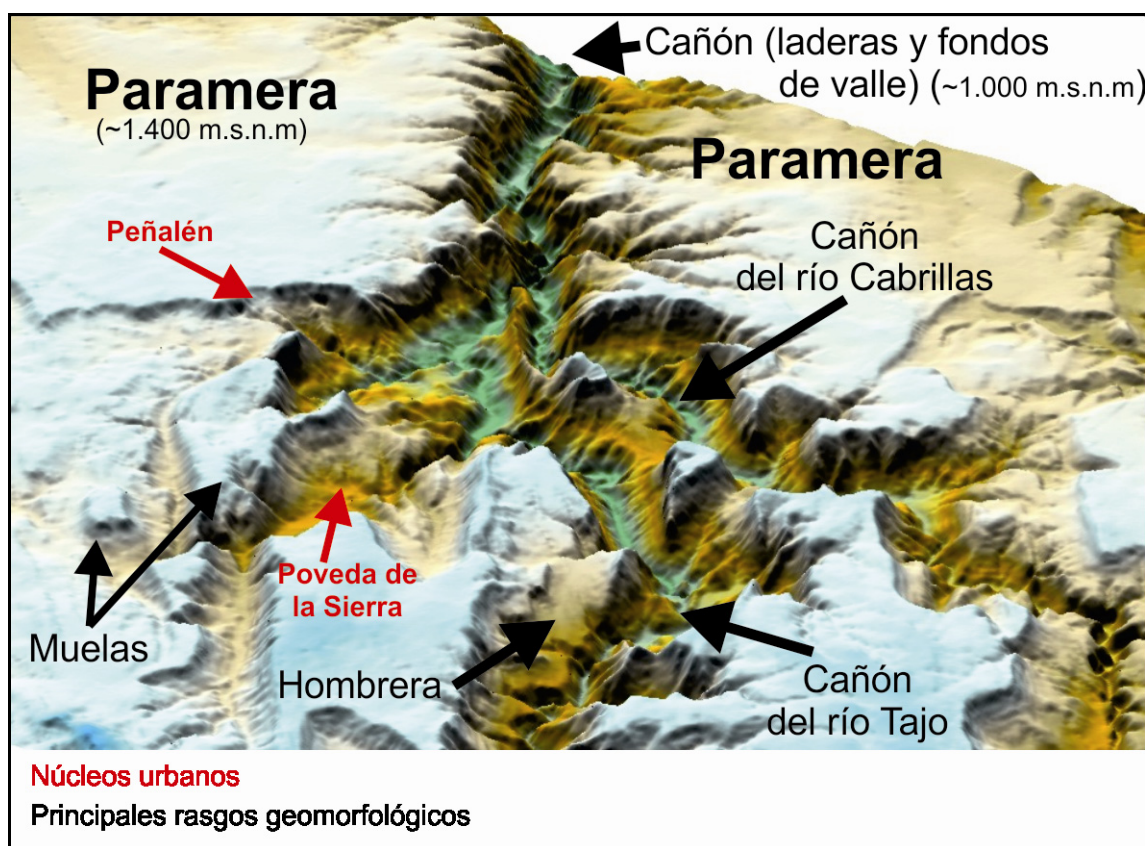


Figura 2.9. Modelo Digital de Elevaciones (MDE) del área de estudio en el entorno de las poblaciones de Peñalén y Poveda de la Sierra (obtenido a partir del MDE del PNOA de 2006, 0,5 m de resolución y elaborado con el *software* Surfer 10). Se indican los principales rasgos geomorfológicos: plataformas, laderas del valle y cañón del río Tajo y sus afluentes y fondos de valle. Obsérvense las “hombreras” junto a los cañones, restos de antiguos valles más anchos y menos profundos, descritos por Molina *et al.* (2010).

Los encajamientos producidos por el río Tajo y sus afluentes a lo largo del tiempo han dado lugar a un terreno abrupto, con largas laderas de alta pendiente, donde se sitúan las explotaciones mineras de la zona.

Son también comunes en esta región las formaciones endo y exokársticas, donde destacan las dolinas y uvalas, lapiares y megalapiares (“ciudades encantadas”, por ejemplo Ciudad Encantada de Alcorón), desarrolladas principalmente en las parameras, y las cavidades (cuevas o simas), por ejemplo la sima del Chaparral o la cueva del Tornero (Carcavilla *et al.*, 2008).

Los manantiales son muy abundantes, y suelen aparecer en el contacto entre las Facies Weald del Cretácico inferior y los sedimentos del Jurásico (Olmo y Álvaro, 1989). Asociados a estas surgencias, y en zonas de saltos de agua, se encuentran depósitos travertínicos. Son numerosos los edificios tobáceos,

activos e inactivos y mixtos, como el caso los situados en el entorno de la laguna de Taravilla o el Puente de San Pedro; este último ya fuera del área de estudio (González Amuchastegui, 1999; Carcavilla *et al.*, 2008; Valero Garcés *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2008).

2.4.2. *Procesos geomorfológicos activos*

La inclusión de este epígrafe trata de poner de manifiesto la elevada actividad geomorfológica del área de estudio, condicionada por una gran energía del relieve (con importantes desniveles y pendientes), y por la presencia de un curso fluvial principal (río Tajo). En este contexto, es más fácil de entender la severidad que llegan al alcanzar los procesos de erosión hídrica en este entorno, en particular, cuando actúan sobre materiales arenosos y arcillosos.

Uno de los procesos geomorfológicos activos más frecuente es el de las caídas y desprendimientos de las paredes de los cañones (figura 2.10). Es común ver fragmentos de rocas en carreteras y pistas, llegando incluso a ocasionar el cierre temporal de pistas hasta que los fragmentos de gran tamaño son retirados. Son grandes bloques los que se desprenden de los cantiles, pero al golpear con el suelo, se fragmentan, dando derrubios tipo canchal, que cuando se mezclan con materiales finos, se transforman en coluviones. A veces, si la masa es muy grande, se forman lo que se denominan "avalanchas de roca".

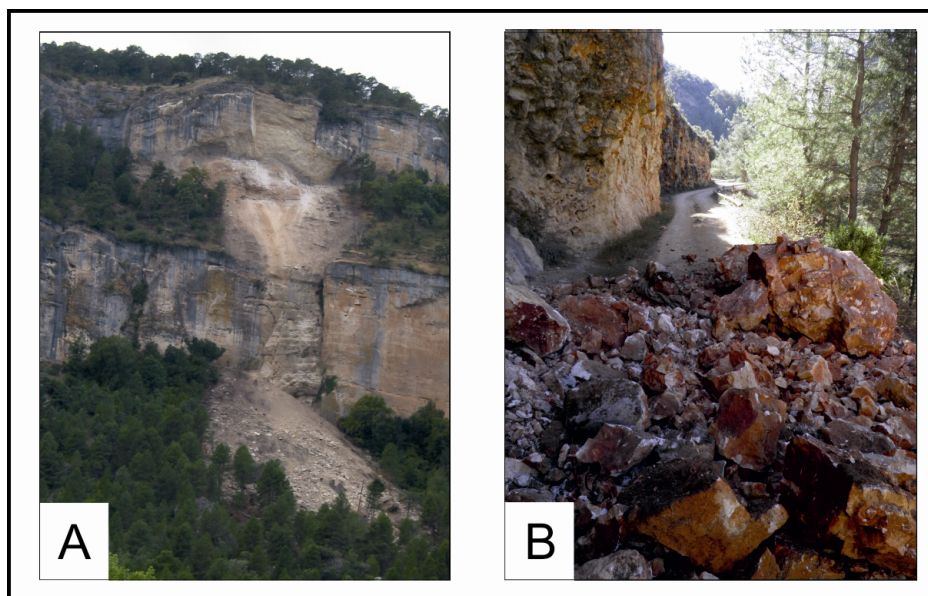


Figura 2.10. Ejemplos de desprendimientos ocurridos en el área de estudio. A) Desprendimiento de roca en los cantiles del cañón del río Tajo en las proximidades de Peralejos de las Truchas (foto de agosto de 2007, se desconoce cuando sucedió); B) desprendimiento de rocas en la pista de Peñalén a Zaorejas, el desprendimiento se produjo a finales de octubre de 2012, afectando a la pista que quedó cerrada varios días.

También son comunes los deslizamientos superficiales (*shallow landslides*) en todo el sector estudiado (figura 2.11).

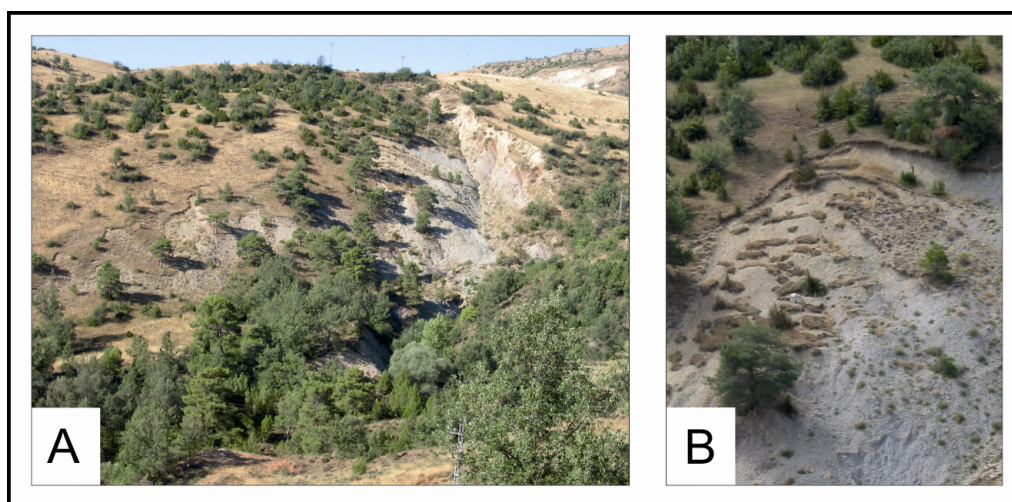


Figura 2.11. A) Laderas sujetas a deslizamientos superficiales en la cuenca del arroyo Peñalén; B) detalle de esos deslizamientos.

2.4.3. Contribuciones al estudio geomorfológico

Una contribución de esta tesis ha sido la realización de un mapa geomorfológico detallado del entorno de los municipios de Peñalén y Poveda de la Sierra. Este mapa, que ocupa el espacio determinado por las coordenadas Xmin (576700); Xmax (587250); Ymin (4497000); Ymax (4504500), (Datum ED50, sistema de coordenadas UTM-30N), consta de una serie de unidades geomorfológicas definidas siguiendo criterios morfológicos y litológicos 'objetivos', que pretendían caracterizar las formas del terreno por su naturaleza actual, y no por su génesis o interpretación.

Las unidades geomorfológicas definidas para la realización de este mapa se clasifican en tres grandes grupos: 1) *parameras*, entre las que se distinguen: planicies, cerros, lomas y vaguadas sobre rocas carbonáticas y formaciones kársticas, entre otras unidades; 2) *laderas*, donde se distinguen, por ejemplo: laderas sobre rocas carbonáticas, laderas sobre arenas de la Formación Utrillas, frentes de cuesta y 3) *fondos de valle*, donde se definen: depósitos de llanuras aluviales, depósitos travertínicos y conos aluviales, entre otros (ver figura 2.12).

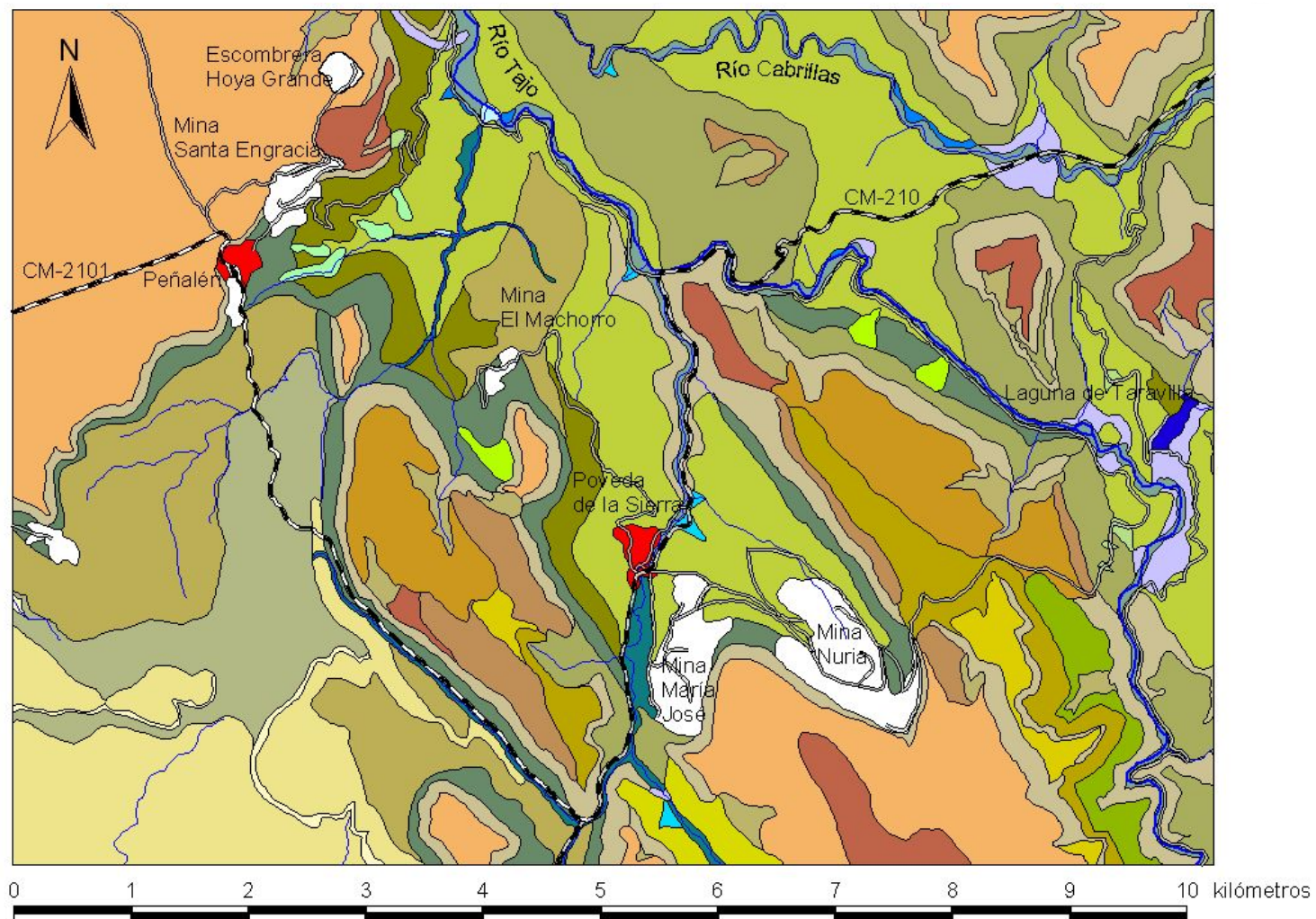


Figura 2.12a. Mapa geomorfológico del entorno de las poblaciones de Peñalén y Poveda de la Sierra. Ver leyenda en la figura 2.12b, página siguiente.

LEYENDA DEL MAPA GEOMORFOLÓGICO



Figura 2.12b. Leyenda del mapa geomorfológico del entorno de las poblaciones de Peñalén y Poveda de la Sierra. El primer número se refiere a: 1) parameras, 2) laderas y 3) fondos de valle.

Aunque el objetivo de esta tesis no ha sido la interpretación de la evolución del relieve de este entorno, es decir la explicación de cuál habría sido la evolución del encajamiento del río Tajo, ni tampoco, la evolución del relieve en tiempos históricos, lo cierto es que en el transcurso de la caracterización geomorfológica de la zona, reflejada en el mapa geomorfológico del entorno de los municipios de Peñalén y Poveda (figura 2.12), han aparecido dos aportaciones de interés, que se apuntan aquí de manera descriptiva, y que pueden constituir el punto de partida para trabajos más específicos. Éstas son:

2.4.3.1. Sobre la evolución geomorfológica en tiempo geológico

Se ha identificado la captura del arroyo Fuenfría por parte del arroyo Merdero, evidente a través de un característico “codo de captura” (ver figura 2.13). Como puede verse en esa figura, el arroyo de Fuenfría drenaba, originalmente, hacia el Oeste (cuenca del arroyo de las Pontezuelas, valle de Valsalobre). La importante erosión remontante que habría ocurrido en toda la cuenca del arroyo Merdero, condicionada por una diferencia importante de altura con el nivel de base local, río Tajo, habría propiciado la captura de dicho arroyo, que habría pasado a drenar ahora hacia el Este. La captura es evidente por el citado codo de captura, por la ausencia de una divisoria en su cabecera, y por la existencia de un paleovalle que drena en sentido contrario. No se ha realizado datación de este proceso de captura. Más allá de una ‘curiosidad’ geomorfológica, este proceso pone de manifiesto la importantísima actividad geomorfológica de toda la cuenca del arroyo Merdero, que en el entorno de Peñalén, se comporta como una gran cuenca torrencial, lo cual tiene evidentes implicaciones para los procesos erosivos estudiados que se muestran en el capítulo 5.

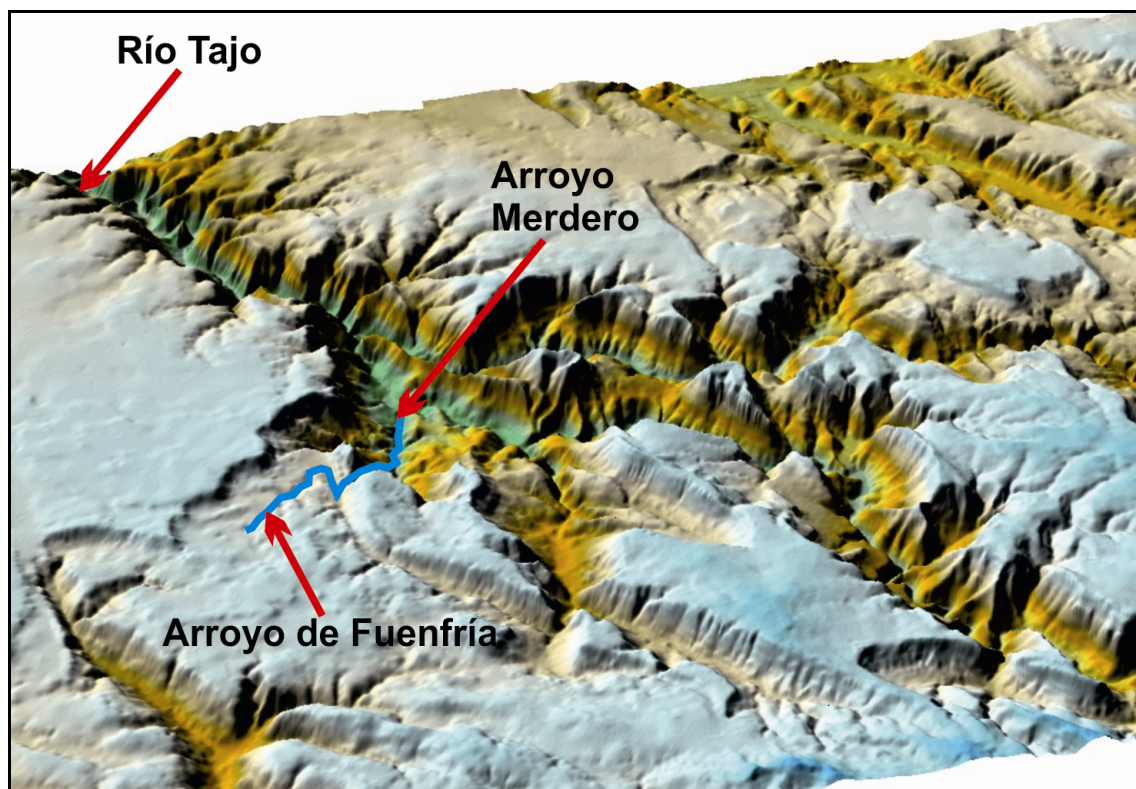


Figura 2.13. Representación de la captura fluvial del arroyo de Fuenfría por parte del arroyo Merdero.

2.4.3.2. Sobre la evolución geomorfológica en tiempos históricos

En el interior de un depósito coluvionar localizado en el entorno de la mina el Machorro (Término Municipal de Poveda de la Sierra) y a una profundidad de 120 cm, se encontraron restos de carbón vegetal. Estos restos fueron datados mediante la técnica del Carbono-14 obteniéndose una edad de 1580 +/- 40 BP (datación realizada por *Beta Analytic Inc.*, laboratorio n°: Beta-243560, base de datos usada INTCAL04). Esta datación pone de manifiesto la importancia de los procesos geomorfológicos activos de ladera en tiempos históricos en este entorno, ya que desde que quedaron enterrados estos restos, se ha depositado más de un metro de coluvión en las laderas.

Respecto al origen de un posible incendio, natural o provocado, poco se puede decir, dado que la localización del resto es puntual. En todo caso, se sabe que hay presencia humana en el Alto Tajo al menos desde la Edad del Bronce, a partir de restos cerámicos incluidos en la estratigrafía de una terraza tobácea (González Amuchastegui y González Martín, 1993). Así las cosas, los restos podrían corresponder a un fuego natural, a uno provocado, o a restos de hogueras de pastores y leñadores.

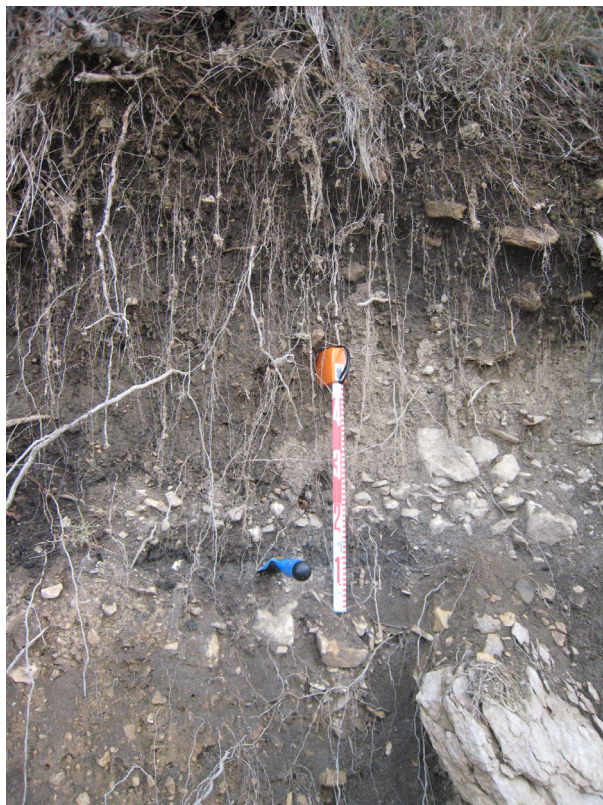


Figura 2.14. Los restos de carbón vegetal descritos en el texto fueron extraídos del nivel marcado por la paleta azul. Estos se sitúan a 120 centímetros de la superficie, dentro de un coluvión situado en la ladera Oeste de la mina El Machorro (Fotografía: enero de 2008).

2.5. Efectos geomorfológicos debidos a la transformación histórica de este territorio por actividades humanas

2.5.1. Aprovechamientos forestales: los gancheros y sus maderadas

Tal y como refieren Molina *et al.* (2010), “*uno de los elementos de mayor valor cultural del Alto Tajo es el patrimonio inmaterial ligado al agua representado por los gancheros y sus maderadas*”, popularizadas por la novela *El río que nos lleva* (Sampedro, 1961) y por la película basada en dicha novela. Esta actividad, según Piqueras y Sanchis (2001), se mantuvo hasta la construcción del embalse de Entrepeñas en 1954. De hecho, el área de estudio habría constituido uno de los principales lugares de origen de la madera que llegaba a Aranjuez y a Toledo: “*las conducciones por el Tajo procedían de Peralejos, Poveda de la Sierra, Peñalén, Taravilla, Villanueva de Alcorón, Zaorejas, Huerta Pelayo, Armallones, Ocentejo y Arbeteta...*” (Piqueras y Sanchis, 2001 p. 20).

Para los objetivos de esta tesis, se estima que las labores históricas de extracción de madera —pero sobre todo las de transporte— debieron generar, en su día, una severa perturbación de los suelos de las laderas de este entorno, incrementando los procesos erosivos sobre ellas. Aunque este proceso es bien conocido a nivel global (Elliot *et al.*, 1998), existe información descriptiva sobre los efectos en este entorno. González Martín y Rubio (2000, p. 173) indican que la degradación del suelo habría sido especialmente intensa en las zonas de conducción de la madera desde las laderas a los cursos fluviales: *“Desde los ‘peladeros’, el arbolado era trasladado desde la vertiente hasta las orillas de los cauces. Este proceso se realizaba normalmente con caballerías, que arrastraban los troncos por el suelo y por el camino más corto. El resultado era la formación de unas angostas trochas en las empinadas laderas y siempre de trazado rectilíneo siguiendo la máxima pendiente: al principio se eliminaba todo vestigio de vegetación, después se abrían sendos surcos y más tarde éstos se convertían en auténticas barranqueras por las que se canalizaban las aguas de arroyada durante los fuertes aguaceros”*. Igualmente, parece evidente interpretar que, una vez que dichas labores cesaran, se produciría en muchos casos un inicio de recuperación del suelo, como parece observarse en las fotografías aéreas analizadas (ver epígrafe 2.5.4). En todo caso, tanto la incidencia real de este proceso en las laderas como su grado de recuperación no están estudiados.

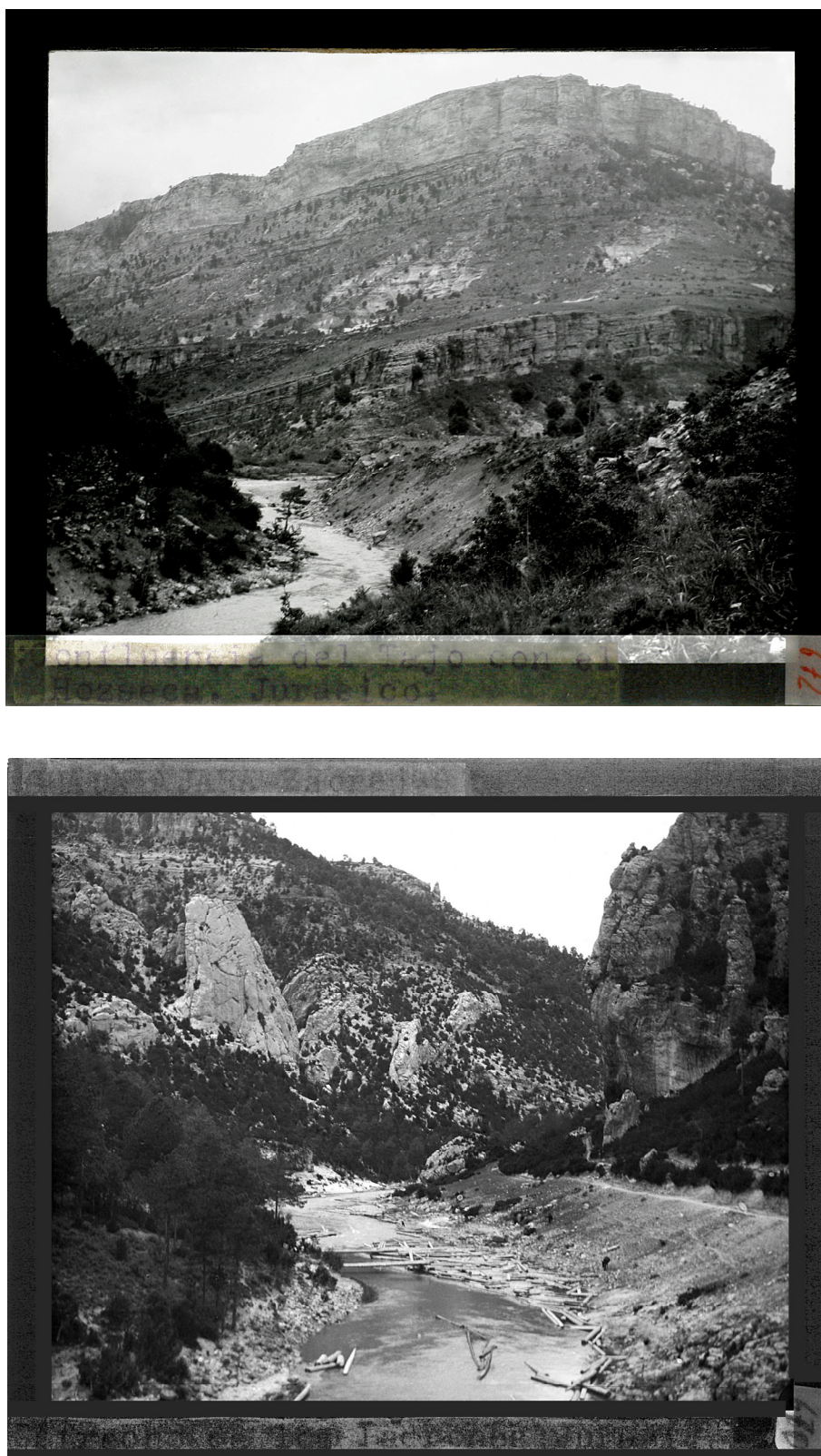


Figura 2.15. Imágenes correspondientes a la colección histórica de Eduardo Hernández-Pacheco, depositadas en el Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid. Las imágenes fueron tomadas en torno a 1920-1930. En las etiquetas originales puede leerse: arriba) Guadalajara, Peralejos de las Truchas. Confluencia del Tajo con el Hozseca. Jurásico; abajo) Guadalajara, Zaorejas. Estrecho de los Ladrones. Jurásico.

2.5.2. Perturbación del régimen fluvial del río Tajo debido al transporte fluvial de madera

González Martín y Rubio (2000) señalan cómo, sin lugar a dudas, el transporte fluvial de maderadas en esta zona, camino de Aranjuez y Toledo (Arroyo, 1998, en González Martín y Rubio, 2000), habría perturbado el régimen fluvial del río Tajo, dado que los gancheros tuvieron que adecuar estos cursos fluviales, muchos de ellos de caudal moderado y régimen muy variable, para dicho transporte. Los mismos autores señalan que la estación de embarque coincidía con la primavera, momento en el que los ríos tenían mayor caudal, y por tanto mayor altura. Una de las dificultades al transporte serían las propias barreras de tobas en los cauces, las cuales, según González Martín (com. pers.), habrían sido modificadas (y en algunos casos ‘rotas’), para facilitar el transporte. Esta actividad se habría intensificado en el siglo XVIII, y como se ha indicado, desapareció a mediados del siglo XX, a partir de la construcción de embalses, que impidieron la actividad. No cabe duda de que esta adecuación de los cauces para el transporte de los troncos debió ejercer una importante modificación en la morfodinámica en los cauces fluviales de todo este entorno.



Figura 2.16. Imágenes correspondientes a la colección histórica de Eduardo Hernández-Pacheco, depositadas en el Departamento de Geodinámica de la UCM. Las imágenes fueron tomadas en torno a 1920-1930. Pueden verse troncos acumulados en el río para su transporte hasta Aranjuez. En las etiquetas originales puede leerse: arriba) Guadalajara, Huerta Pelayo. El Tajo en el estrecho de las Carquimas. Paso de una maderada; abajo) Guadalajara, Valtablado. Maderada ataponada en el Tajo después de una crecida.

2.5.3. *Perturbación del régimen fluvial y modificaciones hidrogeomorfológicas del río Tajo debido a las minicentrales hidroeléctricas*

En la actualidad, existen cinco concesiones para el aprovechamiento hidroeléctrico en el entorno del área de estudio (de aguas arriba hacia aguas abajo): Hoz Seca o Navarejos (Término Municipal de Checa); El Molino de Arriba (Término Municipal de Peralejos de las Truchas); La Chorrera o Salto de Poveda (entre Poveda de la Sierra y Taravilla); La Rocha (Término Municipal de Zaorejas) y Fuente del Campillo (también en Zaorejas). Todas ellas son muy anteriores a la declaración del Parque Natural. Aunque no se conoce con exactitud la fecha en que se construyeron, parece que fue a principios del siglo XX, así por ejemplo se sabe que el azud de El Molino de Arriba y el del Salto de Poveda ya existían en 1946 (observado en las fotografías aéreas del vuelo americano de 1956, ver epígrafe 2.5.4) y que el del Hoz seca se rehabilitó en 1993 (Almodóvar y Nicola, 1999). De estas cinco, sólo tres se hallan operativas, habiendo sido puestas en marcha en 1993: Hoz Seca o Navarejos, El Molino de Arriba y La Rocha (Almodóvar y Nicola, 1999; DOCM, 1999; Bravo Utrera y TRAGSA, 2009).

De todas las concesiones, únicamente se encuentran incluidas en la zona de estudio la central hidroeléctrica de El Molino de Arriba y El Salto de Poveda o La Chorrera, que nunca llegó a funcionar, aunque aún se conservan distintos elementos que configuraban la central: el azud, los aliviaderos, los tendidos eléctricos y los barracones del personal, hoy alojamiento rural llamado “Las Casas del Salto” (Carcavilla *et al.*, 2008) (figura 2.17).

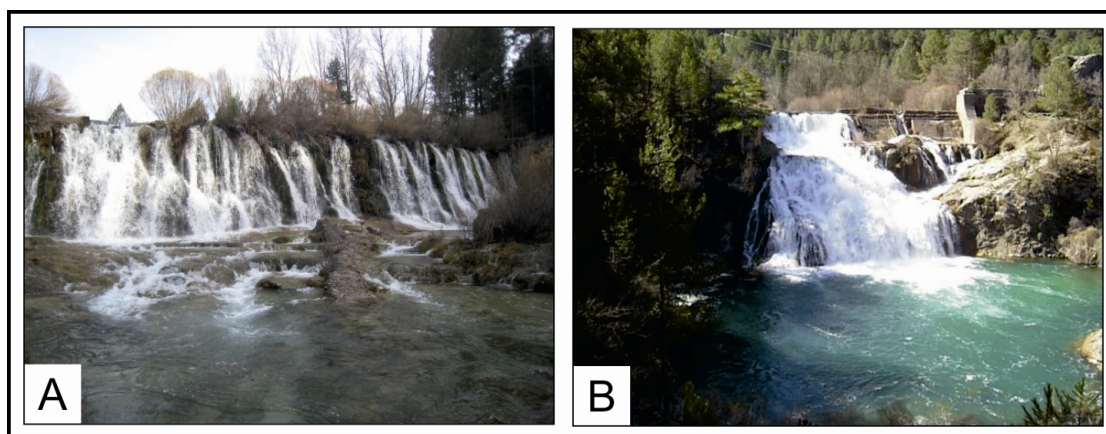


Figura 2.17. A) Aspecto del azud de El Molino de Arriba (Peralejos de las Truchas) en noviembre de 2009. B) Aspecto del Salto de Poveda o La chorrera (Taravilla-Poveda de la Sierra) en abril de 2010.

La construcción de estas minicentrales hidroeléctricas ('fábricas de la luz') y sus correspondientes azudes (presas), para generación del salto de agua, ejercieron, sin duda, en este entorno una perturbación del régimen fluvial y de otras características hidrogeomorfológicas del río Tajo.

González Martín y Rubio (2000) se hacen eco de algunos de estos efectos, señalando como los más significativos: retención de sedimentos terrígenos en dichas presas, y la erosión aguas abajo de las presas, precisamente por la ausencia de dichos sedimentos y el efecto de caída del agua tras el salto, así como la modificación de los regímenes hídricos naturales, con efectos tanto geomorfológicos como ecológicos. Bravo Utrera y TRAGSA (2009) también mencionan los efectos provocados por las minicentrales hidroeléctricas, especialmente si estas funcionan en régimen discontinuo, situación que no debiera darse ya que el PORN del Parque Natural indica explícitamente que la explotación de las minicentrales debe hacerse únicamente en régimen continuo (DOCM, 1999). Los efectos geomorfológicos derivados de la construcción de presas son bien conocidos a nivel internacional, véase, por ejemplo, Brandt (2000), quién explica los efectos en el caudal, tanto líquido como sólido, y la respuesta del sistema fluvial: modificación de la pendiente, cambios en las secciones transversales y longitudinales del río, o cambios en el lecho, y cómo estas variaciones afectan a los tributarios del río donde se ha construido la presa.

La construcción de las minicentrales tiene además, efectos ecológicos que afectan especialmente a la fauna y flora acuática o ligada al medio acuático. Así por ejemplo, Almodóvar y Nicola (1999) explican, concretamente, los efectos de la construcción de la minicentral del río Hoz Seca en las poblaciones de trucha (*Salmo trutta L.*) de su entorno. Aunque esta minicentral se encuentra fuera del área específica de estudio de esta tesis y en un tributario del río Tajo, se entiende que los efectos derivados de su construcción, como la retención de sedimentos por ejemplo, pueden afectar al río Tajo, ya en su sector incluido en el área de estudio.

Un efecto llamativo de las minicentrales en esta área, dada la naturaleza carbonatada del agua, es la precipitación de carbonato cálcico en la pared del azud al producirse el salto de agua, facilitando el crecimiento de los cuerpos tobáceos. En el caso de la minicentral del Salto de Poveda, el dique fue, de hecho, construido sobre una barrera de travertinos y el carbonato cálcico ha continuado precipitando en el propio dique, formando un travertino en cascada. Este hecho aporta una belleza singular a los azudes, que en el caso del Salto de Poveda es admirado por visitantes, al ser además el salto de agua más grande del curso alto del Tajo, con 31 m de altura (Carcavilla *et al.*, 2008; TRAGSATEC, 2010).

2.5.4. Cambios en los usos del suelo. Efectos en laderas y canales fluviales

Con el objetivo de describir la evolución y variaciones de la cobertura vegetal y de la red hídrica, ocurridos por los cambios de uso de suelo y el transcurso del tiempo, se han recopilado y analizado una serie de fotografías aéreas verticales del área de estudio. Estas fotografías corresponden a los vuelos americanos de los años 1946 y 1956 (Centro Cartográfico y Geográfico del Ejército del Aire, CECAG) y a otros vuelos nacionales de 1977, 1985, 1999 y 2009, esta última correspondiente al Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA, Ministerio de Fomento, Instituto Geográfico Nacional, IGN y Centro Nacional de Información Geográfica, CNIG). Las fotografías aéreas cubren el mayor periodo de tiempo posible, ya que se dispone de la fotografía aérea más antigua, año 1946, y la más moderna, 2009, para esta región.

En líneas generales, para las dos zonas estudiadas —entorno de las poblaciones de Peñalén y Poveda de la Sierra y cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda (Peralejos de las Truchas)— se observa un aumento de la cobertura vegetal boscosa y de matorral en detrimento de las zonas de cultivo y

pastizal, especialmente de las parcelas de cultivo existentes en los márgenes del río Tajo. Para la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda, parece que el aumento de la cobertura vegetal es menor que para el entorno de las poblaciones de Peñalén y Poveda de la Sierra, tal vez porque esta zona tiene mayor presión ganadera.

Este aumento en la cobertura vegetal está ligado al abandono de prácticas de cultivo y otras prácticas tradicionales de esta región como las maderadas y el resinado, así como a trabajos de reforestación en zonas concretas. En Peralejos de las Truchas, en 1998, el Ayuntamiento realizó una reforestación de 25 ha en el paraje de *El Llano* a unos 2 km del núcleo urbano. También se realizaron varias reforestaciones por parte de particulares en los siguientes parajes: *El Cerro Barranco*, *La Virgen de Ribagorda*, *El Cerro*, *El Rebelloso*, *El Cerrillo de la Viña*, *El Camping* y *El zarzoso* entre otros. Estos expedientes se realizaron entre el año 1992 y el año 1998. Los árboles plantados principalmente fueron: *Pinus sylvestris* (60%), *Pinus nigra* (30%) y *Quercus faginea* (10%), aunque esta información varía en cada expediente (Ángel Jiménez, com. pers.). En el entorno de Peñalén-Poveda no se realizó ninguna reforestación (Rafael Ruíz, com. pers.) (ver figura 2.18).

En las fotos más antiguas, 1946 y 1957, se observan en las laderas signos de erosión intensa, especialmente en la cuenca del arroyo Peñalén, donde pueden verse cárcavas o cicatrices de deslizamientos superficiales, llamativos por su color blanquecino (ver figura 2.18a). En otras laderas de larga pendiente en los márgenes del río Tajo y Cabrillas se distinguen surcos o regueros, tal vez producto del acarreo de los troncos cortados para las maderadas o por concentración de escorrentía superficial. En las fotos de 1985, 1999 y 2009, estos signos de erosión parecen menores al estar cubiertos por vegetación. También en las fotos del 46 y 57 pueden verse parcelas con escasa cubierta vegetal en mitad de los bosques, que pueden corresponder a zonas con un talado reciente de árboles ('peladeros').

La cárcava de Ribagorda en la foto de 1946 presenta una morfología y tamaño muy similares a los actuales, aunque sería necesario un análisis más detallado de las fotografías para poder precisar esta observación (ver figura 2.18c).

En lo que se refiere al aspecto de los ríos y arroyos, en las fotos más antiguas, 1946 y 1957, los cursos fluviales presentan un color blanquecino sobre todo en los ríos Tajo y Cabrillas y en menor medida en los tributarios como el arroyo de

la Hoz o Tajuelo o el arroyo Merdero. En los ríos Tajo y Cabrillas pueden distinguirse barras de sedimentos detríticos (barras laterales y barras de meandro). Además, el río Tajo parece tener un cauce principal más ancho que el de las fotos de 2009, aunque esta apreciación puede deberse a la ausencia de vegetación en sus márgenes. En las fotos más actuales se observa un paulatino crecimiento de la vegetación de ribera sobre las barras de materiales detríticos y en las márgenes de los ríos Tajo y Cabrillas (figura 2.18).

Mención especial merecen las confluencias de los ríos y arroyos y los azudes de las minicentrales hidroeléctricas. En las fotos de 1946 puede comprobarse que las minicentrales de El Molino de Arriba y el Salto de Poveda ya existían. En estas fotos los diques de las minicentrales parecen no retener gran cantidad de sedimentos. Sin embargo, en las fotos de 1957, el vaso del dique de El Molino de Arriba, presenta colores blanquecinos, lo que se interpreta como sedimentos retenidos, todos ellos procedentes de la cuenca alta del Tajo, siendo probablemente, la cárcava de Ribagorda origen de muchos de ellos, dada su proximidad. En estas fotos, inmediatamente aguas arriba del azud del Salto de Poveda, el río Tajo presenta un color más oscuro, sin que se aprecie retención de sedimentos (figura 2.18d).

También para las fotos más antiguas, aguas abajo de las confluencias de los arroyos de la Hoz o Tajuelo y Merdero, pueden verse barras de sedimentos detríticos, especialmente aguas abajo de la confluencia del arroyo Merdero con el río Tajo, donde también se distingue perfectamente el cono aluvial. El tamaño del cono aluvial y la abundancia y tamaño de las barras formadas aguas abajo indican una alta producción de sedimentos en esta cuenca, y más concretamente en la subcuenca del arroyo Peñalén o Fuenfría, donde se localizan una serie de cárcavas y zonas sujetas a deslizamientos superficiales. Igualmente se observa gran acumulación de sedimentos en la confluencia del río Cabrillas y el río Tajo.

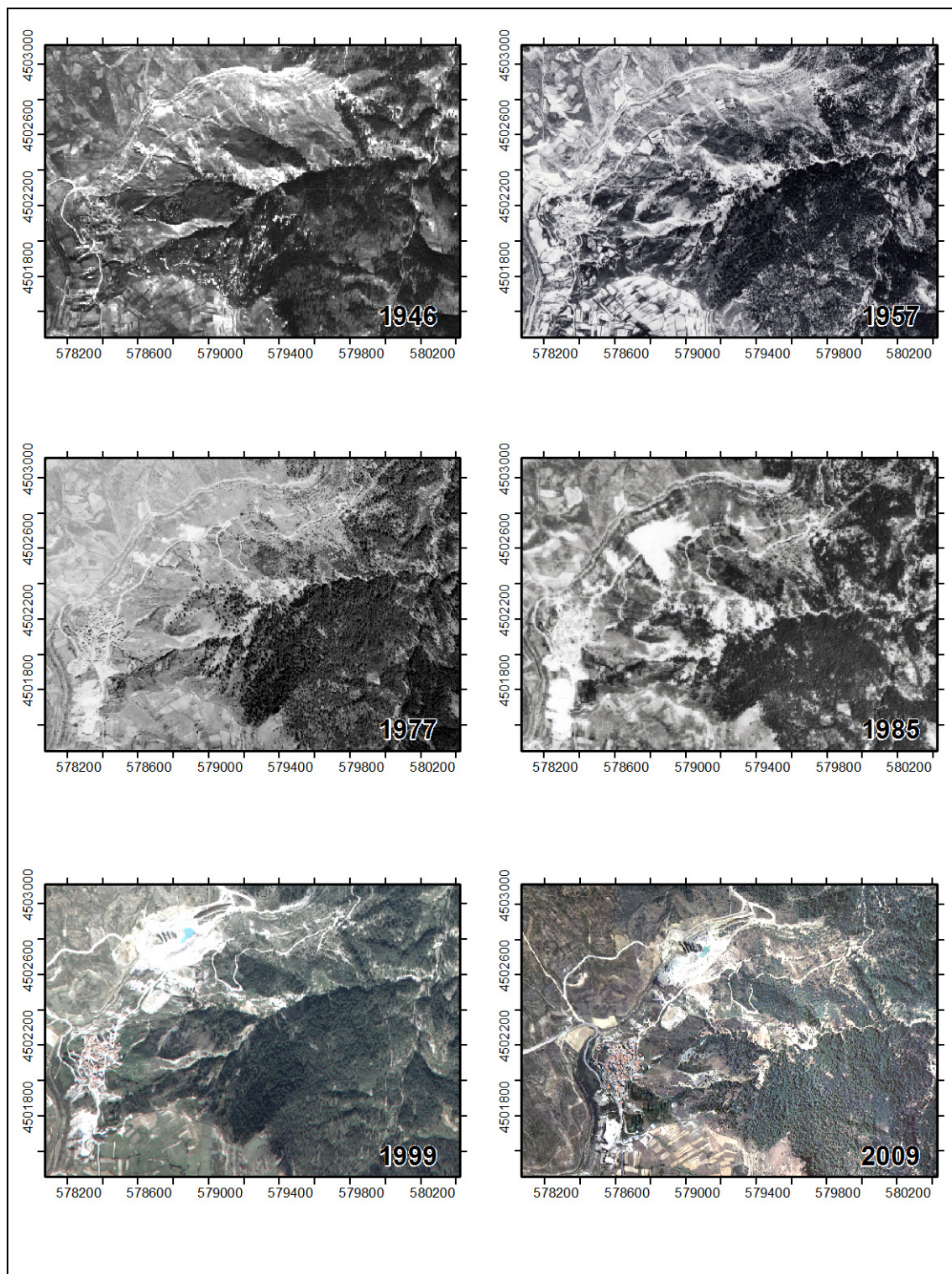


Figura 2.18a. Cuenca del arroyo Peñalén. Comparación de fotografías aéreas verticales de distintos años, cubriendo el periodo 1946 a 2009.

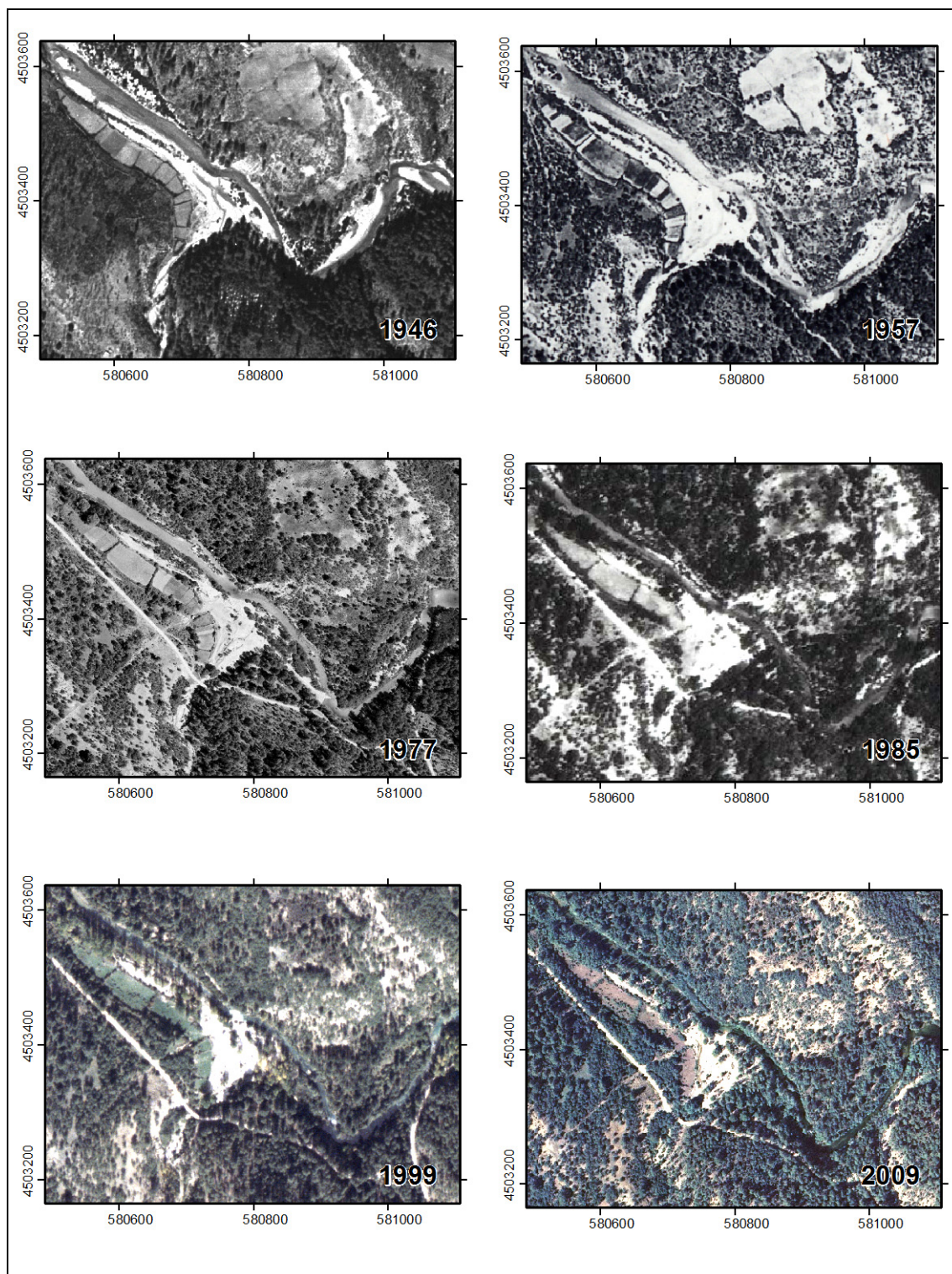


Figura 2.18b. Desembocadura del arroyo Merdero al río Tajo en la que puede verse el cono aluvial. Comparación de fotografías aéreas verticales de distintos años, cubriendo el periodo 1946 a 2009.

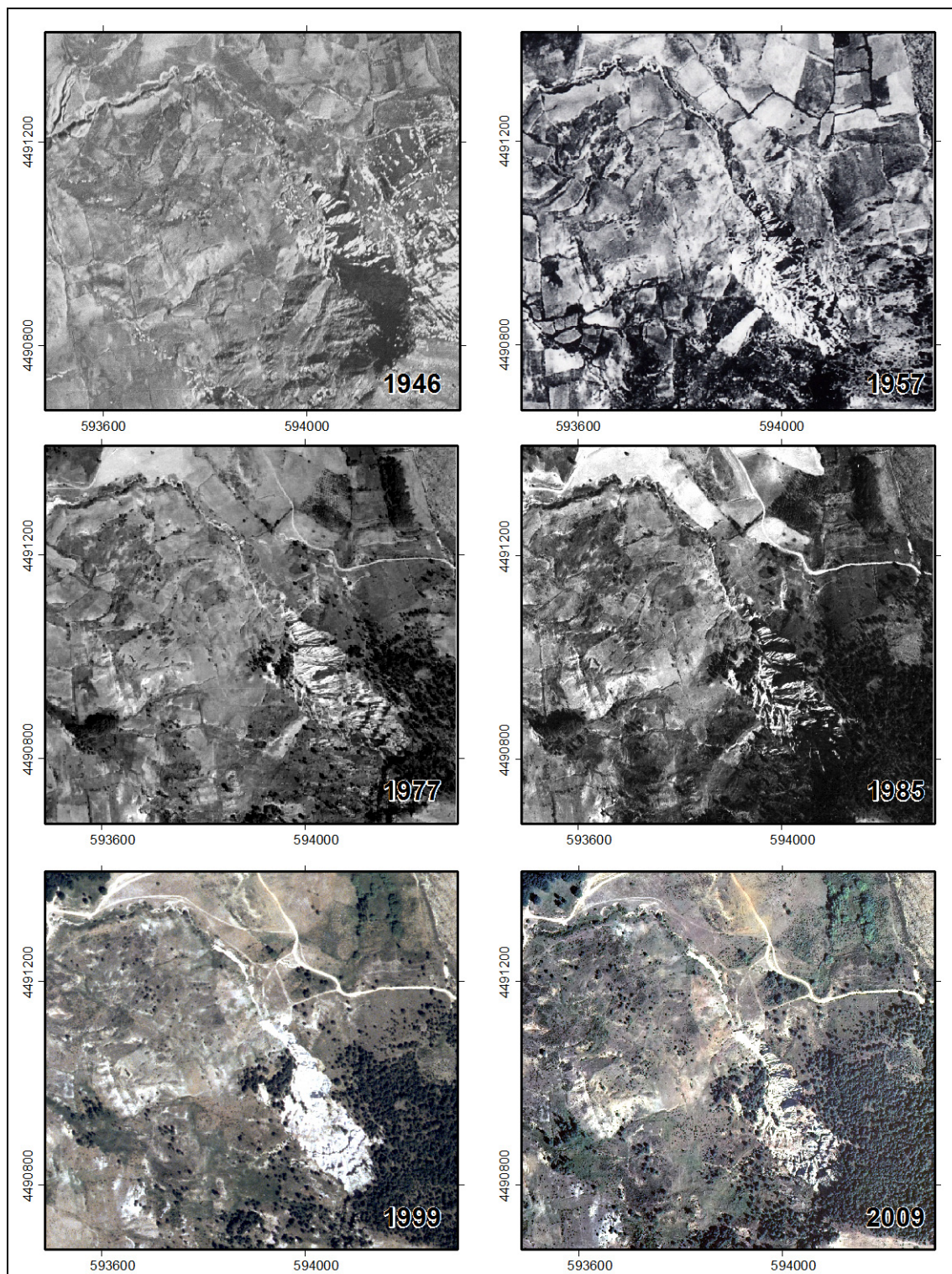


Figura 2.18c. Cárcava de Ribagorda y su entorno. Comparación de fotografías aéreas verticales de distintos años, cubriendo el periodo 1946 a 2009.

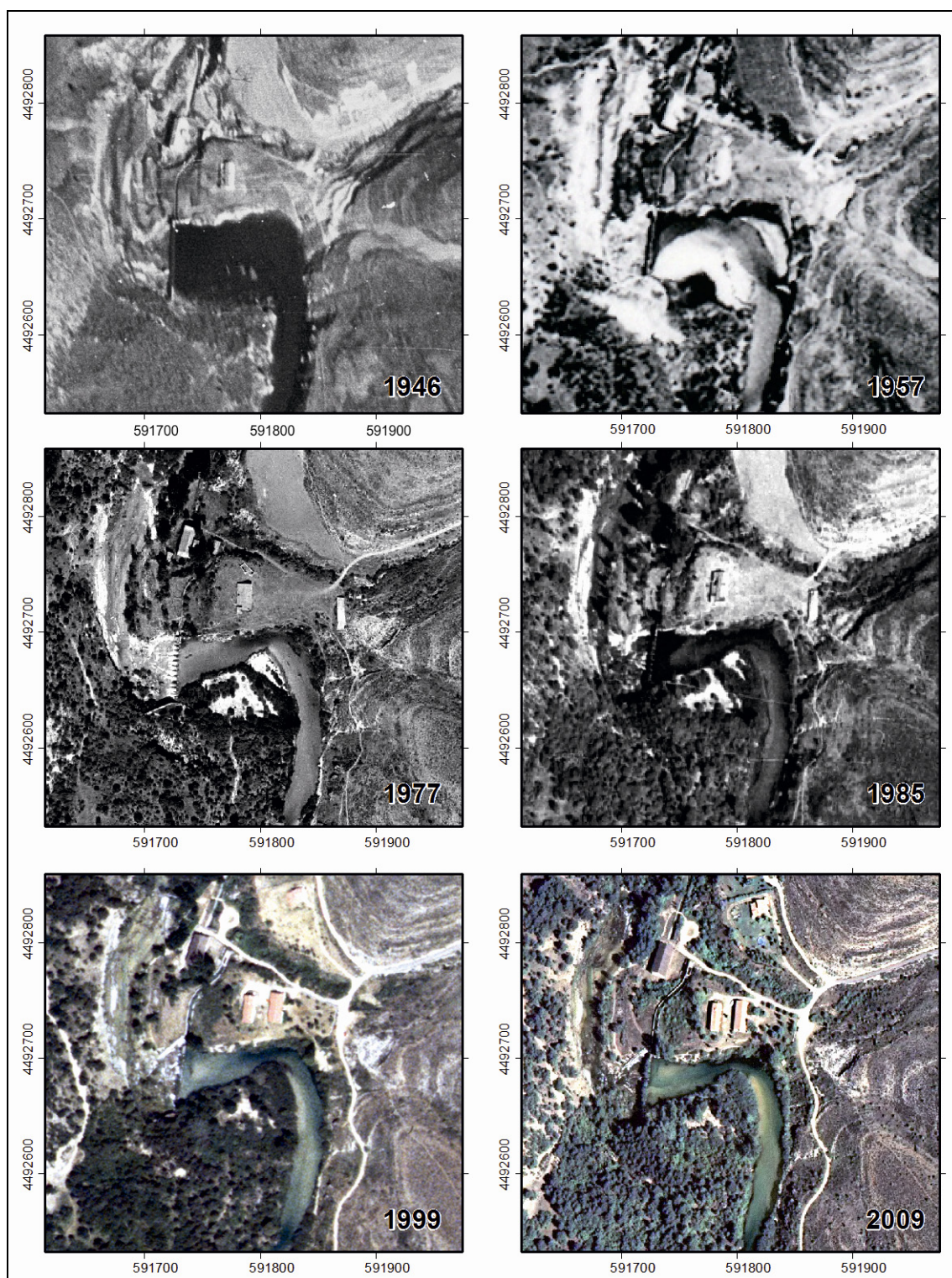


Figura 2.18d. Detalle de la hidroeléctrica de El Molino de Arriba (Peralejos de las Truchas). Comparación de fotografías aéreas verticales de distintos años, cubriendo el periodo 1946 a 2009.

2.6. Suelos y formaciones superficiales

Tanto los suelos como las formaciones superficiales fueron identificados y descritos al mismo tiempo que se realizó el mapa geomorfológico del entorno de Peñalén y Poveda de la Sierra. La clasificación de suelos corresponde tanto a las identificaciones realizadas en campo como a la información bibliográfica disponible para la zona (Jimeno, 1987). Para la definición de suelos se siguió la leyenda del Mapa de Suelos de la FAO del 2007 (IUSS Grupo de Trabajo WRB, 2007). Aunque los suelos identificados en campo se refieran al área próxima a las explotaciones mineras, se considera que esta clasificación puede hacerse extensible al entorno de la cárcava de Ribagorda, ya que posee características orográficas y climáticas muy similares, y se desarrolla sobre materiales de la misma edad geológica.

Los suelos más comunes de la zona de estudio son: luvisoles crómicos, cambisoles cálcicos, leptosoles mólicos y rendzicos, regosoles calcáreos, fluvisoles calcáreos y en menor medida arenosoles cámbicos y leptosoles líticos. La mayoría de estos suelos son muy poco desarrollados, lo que está relacionado con procesos erosivos ligados a la deforestación.

Las formaciones superficiales más características corresponden a recubrimientos coluvionares calcáreos y canchales (acumulación de bloques rocosos de origen carbonático) en laderas de alta pendiente. Se han identificado dos tipos de coluvión: uno areno-arcilloso (de color rojizo) y otro carbonático (bloques y cantos de caliza englobados en una matriz arenosa y de limo de color oscuro), bien formando derrames o bien rellenando paleocanales. El espesor de estos recubrimientos es variable: decimétrico cuando tiene fisonomía de derrame y de hasta varios metros cuando se encuentra rellenando antiguos canales (figura 2.19). Sobre estas formaciones superficiales se desarrollan los suelos definidos a continuación.



Figura 2.19. Coluvión carbonático relleno paleocanales. (Foto tomada en el entorno de la mina El Machorro).

Los cambisoles cálcicos son, probablemente, los suelos más comunes de la zona estudiada, ya que se desarrollan sobre las formaciones superficiales de origen coluvionar que recubren la mayor parte de las laderas. También se desarrollan en las parameras (asociados a luvisoles crómicos), donde se caracterizan por presentar un horizonte B cámbico y uno A cálcico. Estos suelos llegan a ser muy evolucionados.

Los luvisoles crómicos se encuentran en las parameras, donde se caracterizan por poseer un horizonte B argílico, con acumulación iluvial de arcilla, de colores pardos fuertes a rojos. También se desarrollan sobre lomas y vaguadas de litología variada (brechas, carniolas), donde aparecen además asociados a cambisoles cálcicos y leptosoles mólicos.

Los leptosoles réndzicos y mólicos son característicos de zonas donde el suelo es poco desarrollado. Aparecen en zonas de las parameras donde el suelo posee una profundidad menor de 15 cm (por ejemplo formaciones kársticas), así como en lomas, vaguadas y valles cubiertos por formaciones coluvionares. También se han clasificado como leptosoles réndzicos y mólicos los desarrollados sobre tobas y depósitos travertínicos. Cuando el espesor del suelo es muy reducido y se encuentra sobre litología expuesta, los suelos se han clasificado como leptosoles líticos.

En las zonas acarcavadas se han descrito tanto leptosoles líticos como arenosoles cámbicos si el sustrato es arenoso.

Los regosoles calcáreos aparecen sobre depósitos aluviales y coluviales en fondos de vaguada sobre los que se han implantado campos de cultivo y huertos. La abundancia de materiales margosos condiciona este tipo de suelo específico. Los regosoles calcáreos poseen mayor fertilidad que la mayoría de los de su entorno, debido a unas mejores propiedades físicas y químicas. En los fondos de valle también aparecen fluvisoles calcáreos, los cuales tienen un buen desarrollo sobre depósitos de llanura aluvial.

2.7. Hidrología-hidrogeología

2.7.1. Hidrología superficial y subterránea

La dinámica hidrológica – hidrogeológica de la zona de estudio está condicionada por la naturaleza y disposición de los materiales Jurásicos y Cretácicos.

Las rocas carbonáticas (calizas y dolomías) de edad Jurásico y Cretácico, son permeables por fisuración y karstificación, constituyendo acuíferos importantes. Los tramos margosos y terrígenos (arenas y arcillas) tienen una permeabilidad de baja a muy baja, debido a la heterometría de los granos de arena, así como a la matriz arcillosa (caolinita en el caso de las arenas del Albiense) que los envuelve. Se puede considerar que almacenan en su interior agua, en cantidades no despreciables, pero con dificultades para transmitirla, constituyendo acuíferos y acuitardos colgados, de entidad variable.

El Alto Tajo se enmarca en el acuífero número 18, llamado Mesozoico del Flanco Occidental de la Ibérica, dentro de la subunidad Montes Universales-Zaorejas. La superficie de este acuífero es de 1.525 km² y drena hacia los ríos Tajo y Guadiela un caudal subterráneo de 335 hm³a⁻¹. Las reservas subterráneas totales estimadas son de unos 1.270 hm³ (Rodríguez *et al.*, 2010).

En general, la descarga de los acuíferos se produce en forma de manantiales, situados en las zonas de contacto entre unidades de distinta permeabilidad, y a favor de fracturas. Algunos manantiales identificados en la zona de estudio son, por ejemplo, Boca Negra, Fuente Navina y Fuente del Berro, en el término municipal de Poveda de la Sierra. En el término de Peñalén, son numerosos los topónimos que hacen referencia a fuentes o manantiales como Fuente la Teja y Fuente Las Tobas.

De acuerdo con las indicaciones para clasificación de aguas superficiales de la Directiva Marco del Agua (2000/60/CE), los ríos y arroyos del área de estudio corresponden al ecotipo 112, *Ríos de montaña mediterránea calcárea* (Toro *et al.*, 2009). Concretamente, corresponderían al ecotipo 112.320, *Ríos de aguas de elevada mineralización en la media-alta montaña mediterránea* (CEDEX, 2004b).

Como se ha indicado anteriormente, el sistema fluvial es un elemento principal del paisaje, siendo el río Tajo el eje sobre el que se organiza toda la red hídrica (González Amuchastegui, 1993). La red fluvial tiene un carácter divergente, siendo la escorrentía de los ríos irregular (Olmo y Álvaro, 1989). El desarrollo de la red fluvial está condicionado por las estructuras tectónicas, lo que provoca cambios bruscos en su dirección (González Amuchastegui, 1993; Carcavilla *et al.*, 2008).

Pueden distinguirse dos tipos principales de cursos fluviales en el área de estudio. El primero de ellos correspondería a cauces de gran entidad, río Tajo y río Cabrillas, caracterizados por su encajamiento y gran desarrollo, dando lugar a hoces y cañones de paredes verticalizadas, y por discurrir, en algunos tramos, sobre materiales detríticos de las facies Weald o Utrillas. Ambos ríos dibujan por tanto valles anchos de fondo plano, aunque con irregularidades. En el lecho del río Tajo pueden encontrarse depósitos aluviales (materiales detríticos, gravas y arenas), tramos encajados sobre roca, rápidos, cascadas y saltos de agua, que favorecen el crecimiento de tobas calcáreas (Carcavilla *et al.*, 2010).

El segundo tipo se refiere a los cauces de los tributarios, arroyos de menor entidad que, condicionados por el nivel de base marcado por los ríos Tajo y Cabrillas, se encajan en las parameras, dando lugar a arroyos en roca con valles de altas pendientes y sección en “V” e incluso valles colgados. Los ríos en roca de este entorno son cortos, estrechos, con presencia habitual de saltos

y con gran cantidad de material de acarreo en el lecho (Carcavilla *et al.*, 2010). Además, suelen ser corrientes estacionales, estando secos gran parte del año (figura 2.20).



Figura 2.20. Ejemplo de arroyo en roca. Marmita de gigante con depósitos en el fondo. Arroyo de la Virgen de Ribagorda en su tramo medio-bajo.

Mayoritariamente, la red de drenaje consiste en este segundo tipo de cauces; corrientes estacionales que discurren por y entre las laderas de las parameras, siendo minoritarios los cauces que poseen caudal todo el año (González Amuchastegui, 1993).

La densidad de drenaje, en general, es escasa (González Amuchastegui, 1993). Destaca la suave pendiente del río Tajo en este entorno (González Amuchastegui, 1993), que, para el tramo comprendido entre la desembocadura del río Hoz Seca y la desembocadura del río Cabrillas, es de 0,81% (Rodríguez *et al.*, 2010). Esta baja pendiente contrasta con los elevados desniveles que salvan los arroyos tributarios, llegando a salvar alturas de hasta 400 m en pocos kilómetros (González Amuchastegui, 1993).

El tipo de cauce, los materiales sobre los que se desarrollan y el contraste de los distintos perfiles longitudinales condicionan la respuesta hidrológica y el comportamiento en periodos de lluvias de los ríos Tajo y Cabrillas y sus tributarios. Así las avenidas de cada uno de ellos son diferentes, condicionadas además por el tamaño y la forma de la cuenca de drenaje; pudiendo

producirse, en los arroyos tributarios, avenidas torrenciales e incluso súbitas (*flash floods*) —aumentos repentinos del caudal que puede ser del orden de varias horas— y avenidas debidas al aumento paulatino del caudal, siendo éstas más lentas, pudiendo durar varios días, en los ríos Tajo y Cabrillas (clasificación de avenidas de acuerdo con Díez-Herrero y Ballesteros, 2010).

Merecen mención especial los tipos de depósitos, tanto antiguos como actuales, que pueden encontrarse en el lecho del río Tajo, ya que condicionan la dinámica actual del río. Tal y como recogen distintos autores: Ordoñez *et al.* (1992); González Amuchastegui y González Martín (1993); González Amuchastegui (1993); González Amuchastegui, García Giménez y González Martín (1995); González Amuchastegui (1999); Guerrero Domínguez y González Martín (2000); González Martín y Rubio (2000); Guerrero Domínguez (2001), los distintos tipos de formaciones tobáceas (de barrera, de ladera, asociadas a surgencias...) formadas principalmente en el Pleistoceno y Holoceno, son los elementos más significativos del cauce del río Tajo en esta región, configurando el paisaje actual del fondo de valle, al haberse encajado el Tajo en muchas de ellas. También pueden encontrarse terrazas de origen fluvial, aunque son escasas, constituidas por cantos rodados de pequeño tamaño y litología variada y acumulaciones calcareníticas y lutíticas. Estos depósitos corresponden a aportes longitudinales del río en condiciones climáticas y dinámicas muy distintas a las necesarias para la formación de los cuerpos tobáceos, correspondiendo a periodos más fríos. Se entiende por tanto, que el paleopaisaje se formó por alternancia de periodos cálidos, donde precipitaban los carbonatos, y fríos, donde los depósitos aluviales tenían mayor protagonismo (Guerrero Domínguez, 2001).

En la actualidad, el río Tajo transporta materiales detríticos (gravas y arenas) quedando algunos de ellos depositados en las presas de las hidroeléctricas, otros en los márgenes, formando barras laterales, y otros en el lecho. Si bien parece que estos depósitos eran más abundantes a mediados de siglo, como se ha observado en las fotografías aéreas (ver epígrafe 2.5.4). De acuerdo con González Amuchastegui (1993), estos depósitos fluviales así como las terrazas, son escasos, apareciendo en puntos localizados, allí donde los valles se ensanchan. Esta misma autora establece que los depósitos del río Tajo en su cuenca alta no representan la evolución de los sedimentos a lo largo de su perfil longitudinal en lo referente a granulometría, morfología y litología.

También se ha observado que las gravas y arenas existentes en el lecho del río se encuentran cubiertas por una capa de carbonato. Esta precipitación de carbonatos también ha sido documentada por otros autores, Ordoñez *et al.* (1992); González Amuchastegui y González Martín (1999); Guerrero Domínguez (2001) quienes comentan que la precipitación de carbonatos actual parece tener mucha menor importancia que la ocurrida en el pasado, pero la consideran funcional y le atribuyen la capacidad de construir cuerpos tobáceos de relativa entidad en algunos puntos concretos del cauce del río Tajo.

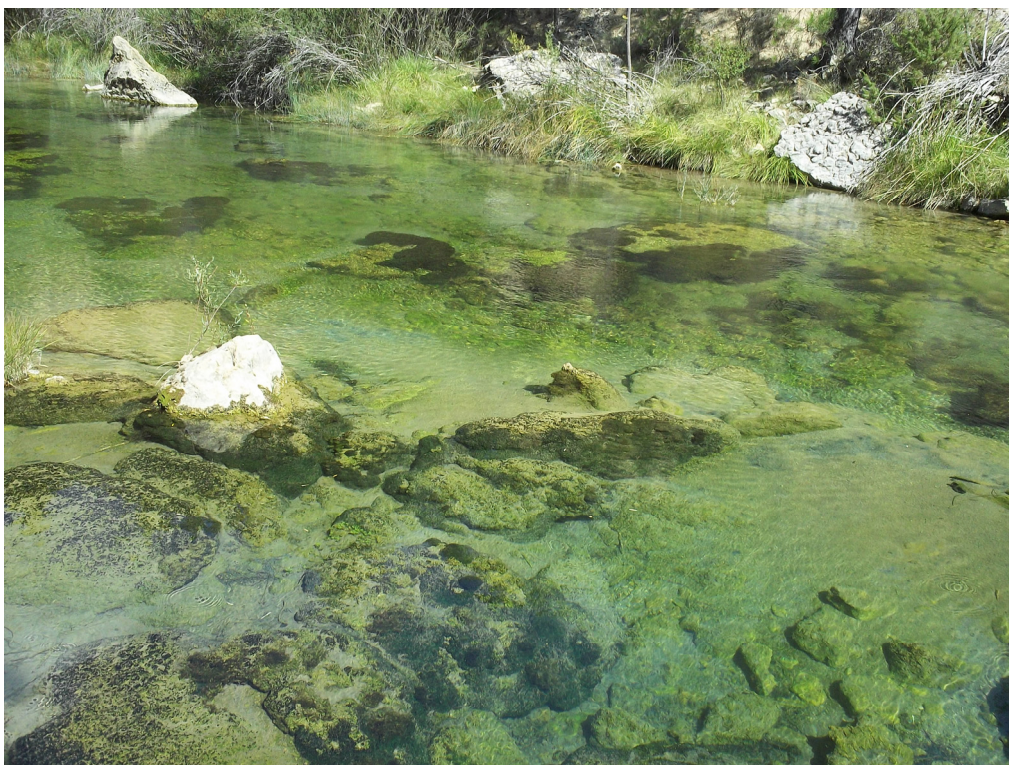


Figura 2.21. Río Tajo en el paraje de Las Juntas (desembocadura del río Hoz Seca al Tajo). Puede observarse una acumulación de sedimentos detríticos en el lecho y rocas cubiertas por carbonato cálcico, algas y plantas acuáticas.



Figura 2.22. Río Tajo en el paraje de Fuente La Falaguera, área recreativa Vado de Salmerón. Barra lateral de sedimentos detríticos.

Es importante señalar que entre los valores del Parque Natural del Alto Tajo destacan la calidad de las aguas de sus ríos y arroyos y las excelentes poblaciones de especies de fauna ligadas al medio fluvial, así como el buen estado de conservación de las formaciones vegetales riparias y flora acuática (DOCM, 1999; Carcavilla *et al.*, 2008), por lo que uno de los principales objetivos del Parque Natural es la conservación del medio fluvial (DOCM, 1999).

2.7.2. Régimen hidrológico en cambio. Evolución temporal de caudales en la estación de aforo de Peralejos de las Truchas

Como es conocido, el régimen hídrico de un río posee una estrecha relación con la precipitación, estando también muy condicionado por el medio físico de su cuenca hidrográfica. Los materiales calizos, dada su capacidad de infiltración y formación de acuíferos, habitualmente ejercen un control sobre las aportaciones de caudal al río, de modo que los manantiales y fuentes permiten un aporte progresivo de agua, lo que influye en la regularidad del caudal, que suele atenuar las crecidas y los estiajes. Sin embargo, para esta zona de estudio, otros autores como, González Amuchastegui (1993) y Guerrero

Domínguez (2001), han identificado una alta irregularidad en los caudales registrados, lo que hace pensar que el sistema kárstico en el Alto Tajo posee un bajo nivel regulador, con acuíferos de baja capacidad de almacenamiento.

En los últimos años se ha avanzado mucho en el conocimiento de los cambios en el régimen hídrico en numerosas cuencas. El incremento de biomasa forestal en diversas cuencas del mundo se ha asociado a una reducción de la producción de agua en las cuencas, del flujo base y, en menor medida, de los picos de crecida (Andréassian, 2004). Gallart y Llorens (2003), estudiando una muestra de ríos españoles, encontraron una reducción de caudales media en torno al 0,4% al año, en las últimas cinco décadas. Un tercio de tal disminución no es explicada por los consumos humanos (regadío, etc.) ni por la variabilidad climática (precipitaciones, temperatura) sino que es atribuida al incremento de la evapotranspiración en las cabeceras de las cuencas. Este incremento ha sido causado por un aumento en la cubierta forestal en amplias áreas, antiguamente dedicadas a la agricultura marginal y el pastoreo, que fueron abandonadas en la segunda mitad del siglo XX tras el éxodo rural (Lasanta, 1990).

Considerando estos antecedentes, es razonable pensar que en la zona de estudio haya operado también esta cadena de cambios hidrológicos, ecológicos y sociales. No entra dentro de los objetivos de esta tesis realizar un análisis detallado de este fenómeno que permitiera presentar resultados con significación estadística. Sin embargo se han analizado los datos registrados en la estación de aforo de Peralejos de las Truchas (3001), encontrándose una reducción de caudales del 25% en el periodo de 1945 a 2009. El análisis de los datos de precipitación en la estación meteorológica del mismo municipio indica un descenso menor (siendo éste del 10%) para el periodo de 1962 a 2009. En la figura 2.23 se representa gráficamente la evolución temporal de ambas variables.

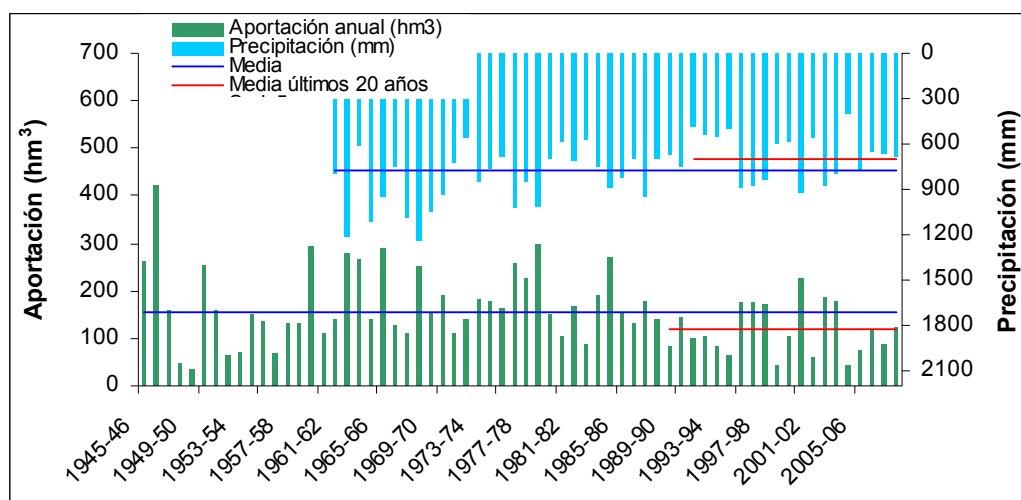


Figura 2.23. Representación de las aportaciones anuales registradas en la estación de aforo de Peralejos de las Truchas (serie 1945-2009) y las precipitaciones medias anuales registradas en la estación meteorológica del mismo municipio (serie 1962-2009) (elaboración propia; datos facilitados por CEDEX y AEMET).

La aportación máxima registrada en la estación de aforos fue de 419 hm^3 en el año hidrológico 1946-1947, mientras que la más baja fue de 37 hm^3 en el año 1949-1950.

Estos resultados están en sintonía con la tendencia general detectada por Gallart y Llorens (2003), permitiendo atribuir al aumento de la cobertura vegetal una cierta influencia en la reducción de caudales, dado que no ha habido incrementos relevantes de usos consuntivos de agua por parte de las poblaciones locales. El aumento de la cobertura vegetal se ha producido en amplias zonas del Alto Tajo (figura 2.18). En concreto, en el entorno de las poblaciones de Peñalén y Poveda los bosques se han recuperado de manera apreciable. Otras zonas, como las proximidades de Peralejos, han sido objeto de repoblaciones puntuales.

El análisis de los registros de caudal —caudales medios diarios (Q_m), caudales máximos diarios medios (Q_c) y caudales máximos diarios instantáneos (Q_{ci})— muestra también un ligero descenso para la media de los últimos 20 años respecto a la media de toda la serie. La figura 2.24 muestra una alta irregularidad en los datos registrados al principio de la serie (periodo de 1945 a 1950) y sobre todo en los últimos años (periodo 1993 a 2009), ya que en estos periodos se registraron los valores máximos y mínimos en años consecutivos, mientras que en los años centrales de la serie, la diferencia entre valores máximos y mínimos es menor.

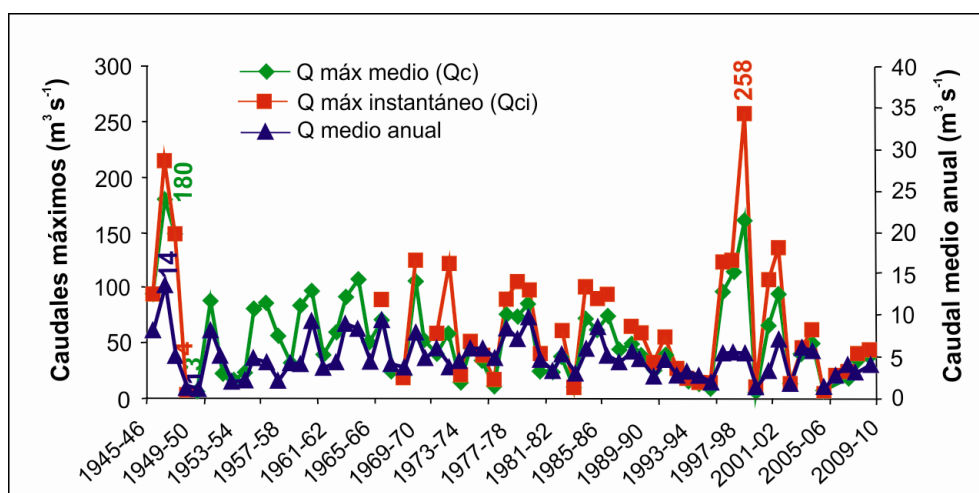


Figura 2.24. Representación de los caudales medios diarios (Q_m), máximo medio (Q_c) y máximo instantáneo (Q_{ci}) registrados en la estación de aforo de Peralejos de las Truchas (serie 1945-2009) (elaboración propia; datos facilitados por CEDEX).

Tabla 2.7. Resumen de los datos de aportación anual y caudales diarios de la estación de aforo de Peralejos de las Truchas.

	Aportación anual (hm^3)	Caudal medio diario (Q_m) ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Caudal máximo diario medio (Q_c) ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Caudal máximo diario instantáneo (Q_{ci}) ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)
Serie	1945-2009	1945-2009	1945-2009	1945-2009
Nº años totales	64	64	64	64
Nº años completos	64	64	64	44
Registro máximo/año	420/1946-1947	13,6/1946-1947	179/1946-1947	258/1997-1998
Registro mínimo/año	37/1949-1950	1,20/1949-1950	3,30/1949-1950	3,80/1948-1949
Valores medios para toda la serie				
Media	155	4,9	52,6	68,4
Coefficiente de sesgo	0,90	0,95	1,06	1,35
Desviación típica	76,4	2,45	39,22	71,0
Coefficiente de variación	0,49	0,50	0,75	1,35
Valores medios para últimos 20 años (1989-2009)				
Media	117	3,7	43,4	59,4
Coefficiente de sesgo	0,42	0,40	1,52	1,95
Desviación típica	52,9	1,67	41,9	62,6
Coefficiente de variación	0,45	0,45	0,97	1,05

Se ha caracterizado la magnitud y frecuencia, para distintos periodos de retorno (T), de los caudales máximos diarios instantáneos (Q_{ci}) registrados para toda la serie y para los últimos 20 años. Ello se ha calculado mediante la aplicación CHAC, Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas (CEDEX, 2004a) habiéndose elegido la función de distribución de frecuencias GEV (*General Extreme Values*, Valores Extremos Generalizados) con el método de Momentos (MOM), tal y como se recomienda para este tipo de datos (Ferrer, 1993). Este análisis refleja una ligera tendencia a la disminución de la magnitud de los caudales máximos para los principales periodos de retorno.

Tabla 2.8. Caudal máximo diario instantáneo (Qci) para distintos periodos de retorno y distintos periodos de análisis.

Serie analizada		Caudal máximo instantáneo, Qci (m ³ s ⁻¹) para distintos periodos de retorno (años)							
		2	5	10	25	50	100	200	500
1945-2009	Serie completa	59	107	139	182	214	246	278	322
1945-1984	Primeros años	69	116	146	180	204	227	248	275
1989-2009	Últimos años	47	98	135	186	226	268	313	377

De acuerdo con TRAGSA (2010), el río Tajo, en la estación de aforo de Peralejos de las Truchas, presenta un régimen mixto, con máximos invierno-primaverales (en torno a 8 m³s⁻¹), y mínimos en verano, cuando registra caudales de entre 2 y 3 m³s⁻¹, claramente bajos, si tenemos en cuenta que es una zona de cabecera.

2.8. Vegetación y usos del suelo

La vegetación del área de estudio se inscribe en los pisos bioclimáticos supra y oromediterráneos (Peinado Lorca y Martínez-Parras, 1987) y está constituida principalmente por masas arboladas. Éstas están localizadas, principalmente en las zonas de mayor altitud (parameras) y en las laderas de los valles, y no aparecen, por las limitaciones obvias que impone el sustrato, en las zonas de roquedo. Estas masas arboladas las forman mayoritariamente bosques de pino silvestre (*Pinus sylvestris*), pino laricio o negral (*Pinus nigra* subsp. *salzmannii*) y más escasas masas de pino carrasco (*Pinus halepensis*). Los encinares (*Quercus ilex* subsp. *ballota*) ocupan principalmente las exposiciones de solana. Los bosques de pino laricio —en ocasiones en comunidades mixtas con quejigos (*Quercus faginea*)— son considerados “prioritarios” por la Directiva de Hábitats (Ruiz, 1995; DOCM, 1999).

El sotobosque de esas masas arboladas está formado por especies arbustivas o de matorral. Destacan por ejemplo los sotobosques de sabina rastrera (*Juniperus sabina*) y enebro (*Juniperus communis* subsp. *hemisphaerica*), asociación *Junipero sabinae-Pinetum sylvestris*, propia de zonas calizas (DOCM, 1999). En los sotobosques también aparecen especies como el boj (*Buxus sempervirens*), agracejo (*Berberis vulgaris* subsp. *seroi*), guillomo (*Amelanchier ovalis*). En claros abiertos con suelos más erosionados dominan matorrales con presencia de especies como romero (*Rosmarinus officinalis*),

espliego (*Lavandula latifolia*), ajedrea (*Satureja montana*), mejorana (*Thymus mastichina*) y aulaga (*Genista scorpius*), entre otras (Ruiz, 1995).

También, alternando con el pinar de laricio y en zonas frescas y umbrosas, se desarrollan bosques de quejigos (*Quercus faginea*). En la zona de estudio, esta comunidad está muy representada en las proximidades de las poblaciones de Poveda de la Sierra y Peñalén, sobre formaciones coluvionares, en laderas de pendiente media y alta.

Las áreas no ocupadas por bosques, destinadas a pastoreo en los alrededores de las poblaciones, tienen una vegetación de porte arbustivo, en la que destacan el enebro y el tomillo, mezclándose también los arbustos mencionados anteriormente.

Mención especial merece la vegetación asociada a los valles y cañones fluviales. Estos sistemas tienen un importante papel ecológico como corredores biológicos. En ellos aparece una mezcla de muchos tipos de comunidades y especies, y sirve de refugio para la flora eurosiberiana relictas de la zona, así como a otras comunidades riparias, rupícolas y glerícolas (DOCM, 1999).

Junto a los márgenes de los ríos abundan las saucedas calcícolas arbustivas (*Salix alba* y *Salix purpurea*), los chopos (*Populus alba*), avellanos (*Corylus avellana*), y puede encontrarse algún ejemplar de tejo (*Taxus baccata*). En suelo silíceo y junto a los ríos aparecen las series del fresno (*Fraxinus angustifolia*), abedul (*Betula verrucosa*) y aliso (*Alnus glutinosa*), mientras que en los suelos arcillosos (ricos en bases) aparecen los olmos (*Ulmus minor*).

En el caso de los cauces fuertemente encajados que circulan por estrechos barrancos y hoces no existe un bosque de galería bien desarrollado, encontrándose a menudo pinos laricios y silvestres en el mismo borde del agua, y quedando limitada la vegetación riparia a una estrecha franja en los márgenes del río (Carcavilla *et al.*, 2010).

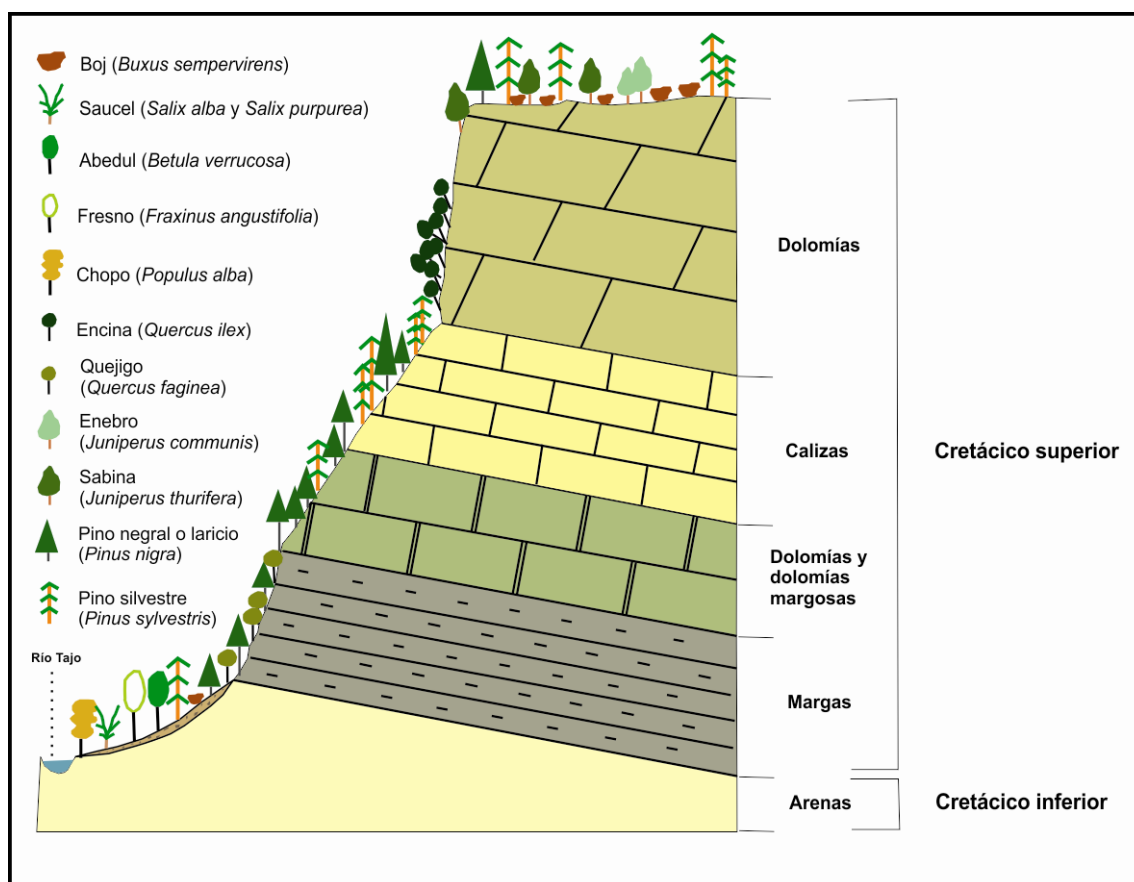


Figura 2.25. Catena de vegetación asociada a los cañones (modificada de González Amuchastegui, 1993).

No hay que olvidar que la acción antrópica ha condicionado también la distribución vegetal mediante prácticas como: el aprovechamiento forestal (maderadas y resinado), carboneo, ganadería, desarrollo de zonas de cultivo y su posterior abandono y la introducción de especies vegetales de rápido crecimiento (Peinado Lorca y Martínez-Parras, 1987; González Amuchastegui, 1993). Así, Molina *et al.* (2010, p. 19) citan: *"Los usos tradicionales de las vertientes y cumbres montañosas fueron fundamentalmente forestales y ganaderos (...) el uso ganadero tradicional modificó profundamente los bosques naturales (...)."*

En la década de 1990, el Alto Tajo era considerada como una de las regiones forestales más importantes de España, con el 83% de superficie ocupada por masas forestales y el 17% por campos agrícolas (Guerrero Domínguez, 2001).

En la actualidad, además del aprovechamiento forestal y pastoreo (ganadería) mencionados anteriormente, encontramos la agricultura y minería como los principales usos del suelo. Los cultivos más extendidos son cereales y alfalfa (DOCM, 1999).

En términos generales, se puede considerar al Alto Tajo una zona de elevado interés desde el punto de vista botánico, tanto a nivel autonómico como peninsular (DOCM, 1999).

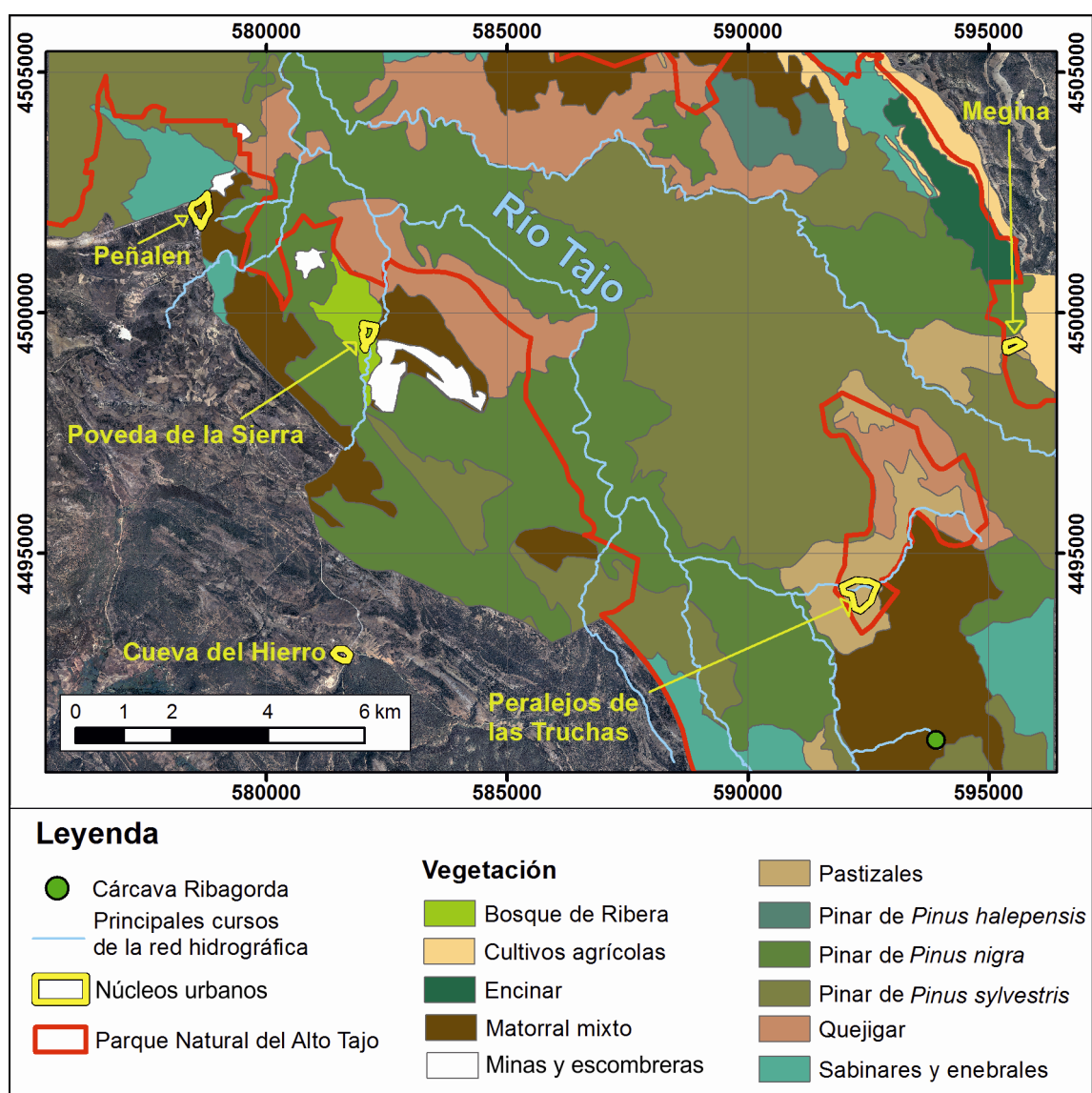


Figura 2.26. Mapa de vegetación del área de estudio simplificado

2.9. Aspectos socioeconómicos relacionados con la investigación

Este epígrafe se incluye con el objetivo de facilitar la comprensión de los efectos de la dinámica social en los usos, cambios de usos y transformación del territorio, lo que está íntimamente relacionado con los procesos erosivos y los cambios en los flujos de sedimentos, ya sea directamente por movimiento de tierras o por cambios en la vegetación que modifican la respuesta hidrológica y erosiva.

A su vez, no es posible entender la problemática ambiental de este entorno si no se tienen en cuenta los aspectos sociales y económicos de la comarca, muy ligados simultáneamente a las explotaciones mineras, a las actividades cinegéticas y pesca, y a otras actividades derivadas del ocio y disfrute de la naturaleza.

2.9.1. Sociología

La región del Alto Tajo se caracteriza por ser un territorio cercano al despoblamiento, debido al fuerte retroceso de la población a partir de las décadas de 1960 y 1970. Fueron principalmente los jóvenes los que emigraron, lo que afectó también a los índices de natalidad (DOCM, 1999). La tabla 2.9 muestra la evolución poblacional para los municipios de Peñalén, Poveda de la Sierra y Peralejos de las Truchas, los tres municipios principales en los que se centra el área de estudio.

Tabla 2.9. Censo poblacional desde 1950 hasta 2001 para los municipios de Peñalén, Poveda de la Sierra y Peralejos de las Truchas (Fuente: Instituto Nacional de Estadística, INE).

Municipio	Censo					
	1950	1960	1970	1981	1991	2001*
Peñalén						
Población de hecho	358	351	386	143	163	-
Población de derecho	371	383	319	159	175	126
Poveda de la Sierra						
Población de hecho	528	472	272	155	171	-
Población de derecho	534	468	288	164	190	193
Peralejos de las Truchas						
Población de hecho	663	499	350	148	185	-
Población de derecho	754	631	390	193	185	175

*En el censo de 2001, la población que aparece es la población residente, equivalente a la de derecho.

La evolución de la población ha sido fuertemente regresiva. En la actualidad, la densidad de población media para el área de estudio es de unos 2,3 ha km⁻², densidad de población muy baja en comparación con el resto de la provincia, que posee una densidad de 21 ha km⁻² (valores para el 1 de enero de 2011 (Instituto Nacional de Estadística, INE, 2012)).

Tabla 2.10. Cifras oficiales de población resultantes de la revisión del Padrón Municipal a 1 de enero de 2011 (Fuente: Instituto Nacional de Estadística, INE).

	Ambos sexos	Varones	Mujeres	Superficie	Densidad de población
Total provincial	256.461	131.532	124.929	12.212,09	21,00
Peñalén	100	54	46	59,18	1,69
Peralejos de las Truchas	160	87	73	70,76	2,26
Poveda de la Sierra	152	87	65	51,70	2,94

Este despoblamiento ha ido acompañado del abandono de labores de campo y otras actividades tradicionales, como en muchas otras regiones de España, lo que ha condicionado la colonización de antiguos campos de labor y huertos por parte de la vegetación de su entorno. El cese de la realización de maderadas en la mitad del siglo XX, tal y como se ha explicado, y el abandono de la práctica de resinado de los pinos, también ha facilitado este proceso.

El porcentaje de hombres, que está en torno al 54%, es mayor que el provincial (51%), que el autonómico (50%) y que el nacional (49%). Además hay un elevado porcentaje con edades mayores de 65 años, al tratarse de una población envejecida.

La población experimenta variaciones importantes durante el año; así, en los meses de verano, festividades y fines de semana, la población aumenta notablemente (DOCM, 1999).

El lo que a instrucción o educación se refiere, un elevado porcentaje de la población carece de estudios, siendo éste mayor que el provincial, el autonómico y el nacional. Además, el grupo de mujeres es el que presenta los porcentajes más bajos de instrucción (Consejería de Medio Ambiente y Desarrollo Rural de Castilla-La Mancha, 2006).

2.9.2. Actividad económica

En el territorio del Parque Natural del Alto Tajo la tasa de población activa asciende al 32,4 %, haciéndolo extensivo al área concreta de estudio. Los principales sectores de actividad económica en el Parque Natural son: ganadería (15%), construcción (14,8%), agricultura (13,6%), minería y transporte asociado (13,5%), comercio y otros servicios (13,3%), administración pública (10,5 %), forestal (6,8%), serrerías y carpinterías (5,5%), hostelería (4,6%), transporte (2,2%) y minicentrales hidroeléctricas (0,2%) (DOCM, 1999).

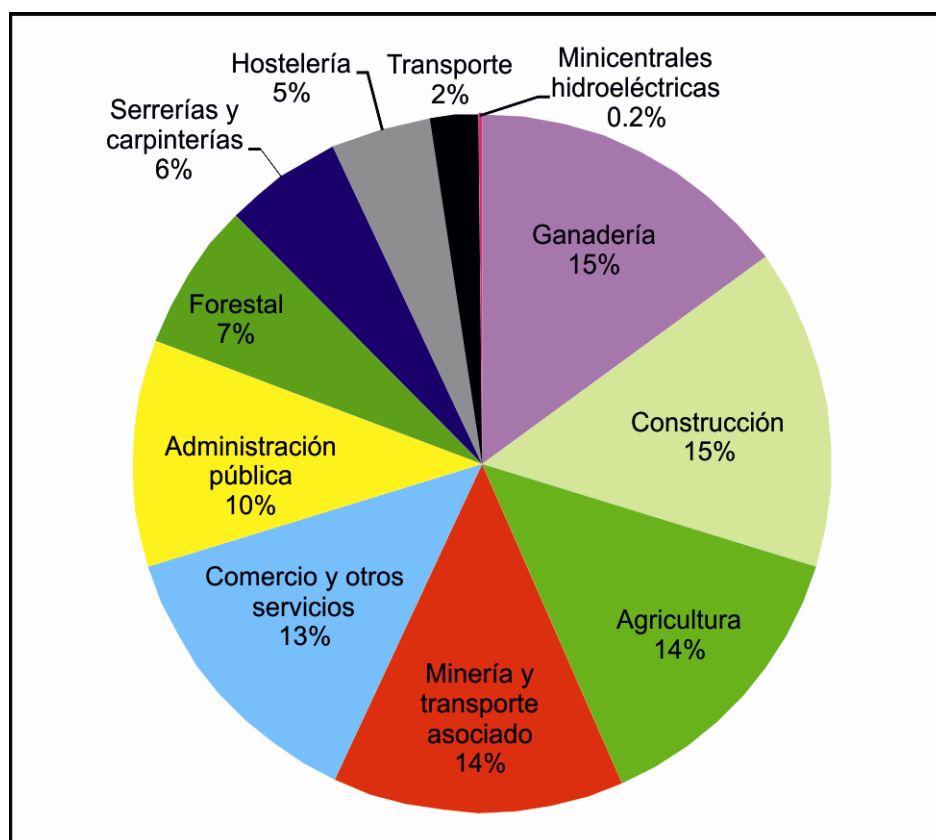


Figura 2.27. Principales sectores económicos del Parque Natural del Alto Tajo, con porcentajes de ocupación para cada uno de ellos.

Para el caso concreto del área de estudio, es decir, el entorno de los municipios de Peñalén, Poveda de la Sierra y Peralejos de las Truchas, las actividades económicas que tienen más peso son: la minería y el transporte asociado —dado que la población de Poveda de la Sierra cuenta con las explotaciones mineras activas en la actualidad—, comercio y otros servicios, hostelería, ganadería, construcción, agricultura y aprovechamiento forestal.

Respecto a la ganadería, los ganados más abundantes son el ovino y el caprino. En agricultura, los cultivos más extendidos son el cereal y la alfalfa, como ya se ha indicado. El aprovechamiento de las masas forestales es muy importante para el fomento del empleo y proporciona recursos madereros, pascícolas en las zonas más abiertas o adehesadas de los bosques, así como recursos cinegéticos. Otros aprovechamientos de interés local se centran en la recolección de gayuba, con fines medicinales, o de trufa, además de la actividad apícola, que tiene una larga tradición en el territorio (Consejería de Medio Ambiente y Desarrollo Rural de Castilla-La Mancha, 2006).

La pesca es una actividad tradicional muy implantada en toda la región del Alto Tajo. Esta actividad es practicada por residentes de la zona y promueve visitas desde otras regiones y comunidades, especialmente desde Madrid (DOCM, 1999), si bien parece que en los últimos años la afluencia de pescadores se ha visto disminuida.

En lo que se refiere al paro, éste afecta más a mujeres que a hombres, concentrándose en edades comprendidas entre los 20 y los 34 años. El paro es menor para personas que buscan su primer empleo, mientras que afecta más a personas que han tenido un trabajo previo (DOCM, 1999). La tasa de paro de esta zona se ha visto incrementada por el cierre de una de las minas de caolín existente en el municipio de Poveda de la Sierra, en el año 2011.

Capítulo 3

LAS MINAS CON MEDIDAS PARA EL CONTROL DE LA EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN

El caso de la mina El Machorro



Fotografía aérea oblicua de la mina El Machorro (Poveda de la Sierra)
(Foto: Paisajes Españoles S.L., septiembre 2012)

Este capítulo ha dado lugar al artículo:

Martín-Moreno, C., Martín Duque, J.F., Nicolau Ibarra, J.M., Hernando Rodríguez, N., Sanz Santos, M.A., Sánchez Castillo, L. Effects of topography and surface soil cover on erosion for mining reclamation. *Land Degradation and Development*. En revisión.

Resumen

Este capítulo aborda el 'sistema' minas activas con medidas para el control de la erosión y sedimentación en el contexto de la problemática planteada en los objetivos de la tesis, y busca conocer la erosión producida en distintas unidades de estas minas activas (superficies mineras activas o con distintos tipos de restauración). Se muestran los resultados obtenidos tras el seguimiento de la erosión en distintos acabados de una escombrera experimental en el interior de la mina de caolín a cielo abierto El Machorro (Poveda de la Sierra). Esta escombrera trata de recoger todas las situaciones del interior de la mina (escombrera sin restauración, o distintas posibilidades de restauración). También muestra el cálculo de producción de sedimentos para toda la superficie de esa misma mina. Paralelamente a este trabajo, se ha desarrollado una solución de restauración geomorfológica para las minas de caolín en ladera en el Alto Tajo, cuyas características principales se resumen en este capítulo.

En este estudio se analiza el efecto de la topografía y la cobertura edáfica ('tierra vegetal') y las formaciones superficiales (coluvión carbonático) en la erosión del suelo y el crecimiento vegetal en laderas de restauración construidas por el hombre. Se han estudiado, durante dos años, dos perfiles topográficos, rectilíneo y cóncavo, con 'tierra vegetal' y coluvión carbonático. Para ello, se han medido la cantidad de sedimento erosionado, el desarrollo y evolución de regueros y la cobertura vegetal de los cuatro tratamientos de restauración. Una vez realizado este experimento, se cuantificaron los sedimentos retenidos en las balsas de decantación y cunetas del interior de la mina, para calcular la producción de sedimentos de la misma durante los dos años de estudio.

Los resultados mostraron que una capa de poco espesor y no compactada de 'tierra vegetal' en laderas rectas produce menos sedimentos que el coluvión carbonático o la tierra vegetal en una ladera cóncava. Este resultado es opuesto a lo esperado; es decir, que habría mayor pérdida de suelo en las

laderas rectas que en cóncavas. La explicación se puede encontrar en otro de los resultados obtenidos: el establecimiento de la vegetación, que juega un papel importante en el control de la erosión, depende de la topografía. La cobertura vegetal fue mayor y más homogénea en la ladera recta con tierra vegetal. En la ladera cóncava con tierra vegetal, el establecimiento de la vegetación fue escaso en la parte de mayor pendiente y más favorable en la base de la ladera.

Durante los dos años de seguimiento, las balsas y cunetas del interior de la mina retuvieron un volumen total de sedimento húmedo de 16.000 m³, lo que correspondería con una cantidad de sedimento (seco) de 19.100 Mg. Para el primer año, la tasa de producción de sedimentos para toda la superficie minera fue de 267 Mg ha⁻¹año⁻¹ y para el segundo de 316 Mg ha⁻¹año⁻¹. Estos valores son similares a la tasa de erosión registrada en la escombrera experimental para la ladera recta con estériles arenosos (347 Mg ha⁻¹año⁻¹).

Abstract

This chapter is focused on the 'active mines system' in the context of the problematic erosion and sediment issue. It is shown the results obtained from the monitoring of erosion on different spoil heap reclaimed treatments in the surface kaolin mine El Machorro (Poveda de la Sierra). This include representation of many restoration options existing in an active mine and the sediment yield calculated for the entire mine area. A restoration solution based on geomorphic approach to the kaolin mines of Upper Tagus is summarized in this chapter.

This study compares the effects of topography and surface soil cover on erosion and vegetation growth on man-made reclamation slopes. Two topographic profiles, linear and concave, with two surface soil covers, topsoil and subsoil (carbonate colluvium), were monitored during two hydrologic years. Sediment quantity, rill development, and plant cover from the four profiles were measured under field conditions. Once this experiment terminated, sediment yield of entire surface of this mine was also calculated by the quantification of sediments trapped in decanting pools and ditches.

The results showed that, a thick and non-compacted topsoil cover on a linear slope yielded less sediment than carbonate colluvium or topsoil cover on a concave slope. This contrast with expectations that higher erosion are expected

to occur on linear slopes than on concave ones. One possible interpretation of this relates to a vegetation establishment, which plays an important role in erosion control and depends on topography. Plant cover was higher and more homogeneous on linear profiles with topsoil cover. On concave slopes, plant establishment was severely limited on the steepest upper part and favoured in the bottom.

During these two monitoring years, decanting pools and ditches trapped a total volume of wet sediments of 16.000 m³ (19.100 Mg dry sediment). The sediment yield of the mine was 267 Mg ha⁻¹yr⁻¹ in the first year and 316 Mg ha⁻¹yr⁻¹ in the second one. These values are similar to erosion rates registered in the experimental spoil heap for the linear slope with overburden materials (347 Mg ha⁻¹yr⁻¹).

3.1. Introducción

3.1.1. *Restauración minera: reconstrucción topográfica y manejo de la cobertura superficial como herramientas para el control de la erosión*

Como se viene indicando, esta tesis plantea un problema de incremento de la erosión y la sedimentación en el entorno del Parque Natural del Alto Tajo, en el cual las superficies mineras, al modificar el relieve, el suelo y la vegetación, producen en general un incremento importante de la erosión y la sedimentación. Para controlar estos procesos, se utilizan distintas técnicas de restauración, así como otras específicas para el control de la sedimentación (balsas de decantación).

En efecto, uno de los principales objetivos de la restauración minera es la mitigación de los impactos hidrológicos. Sin embargo, a pesar del importante desarrollo de las técnicas para la restauración minera durante las últimas décadas, los fracasos en la restauración minera son comunes (Haigh, 2000). Para que una restauración minera tenga éxito, los esfuerzos deben estar dirigidos a la creación de un suelo biológicamente funcional y estable, que reduzca la erosión y pérdida de materiales, facilitando con ello la recuperación de los paisajes post-mineros (Bradshaw y Chadwick, 1980; Whisenant *et al.*, 1995). La erosión del suelo puede afectar al crecimiento de la vegetación mediante distintos mecanismos: el arrastre de semillas y nutrientes de la

superficie, el arrastre directo de plantas y la pérdida de agua por escorrentía (Pimentel *et al.*, 1995; Moreno de las Heras *et al.*, 2009; Espigares *et al.*, 2011). Es por tanto conocido, que la erosión y los daños en el crecimiento vegetal contribuyen al fracaso de las restauraciones mineras.

Para conseguir un control efectivo de la erosión hídrica, es necesario un manejo integrado de la topografía, el sustrato y la vegetación (Nicolau, 2003). De estos tres factores, el manejo de la topografía es el más influyente en el control hidrológico, seguido del sustrato (Evans y Willgoose, 2000; Toy y Black, 2001; Moliere *et al.*, 2002; Toy y Chuse, 2005). Un manejo inadecuado del diseño de las formas del terreno ha sido identificado en muchas minas restauradas como la principal causa de fracaso de la restauración, debido a la erosión hídrica acelerada (Toy y Hadley, 1987; Loch, 1997; Nicolau y Asensio, 2000).

El diseño de formas del terreno más común en la restauración minera consiste en la construcción de formas aterrazadas; es decir, escombreras con un sistema de laderas rectas y bermas intercaladas (sistema talud-berma); además son comunes las cunetas y zanjas artificiales para el drenaje de la escorrentía superficial concentrada (Nicolau, 2003; Bugosh, 2006). Sin mantenimiento, muchos de estos sistemas talud-berma, a largo plazo, sucumben a la erosión hídrica (Loch, 1997). Haigh (1979, 1980, 1985) explica que las laderas rectas son inestables, especialmente si se rebaja el nivel de base. Los problemas de erosión también surgen por acumulación de agua o cuando se excede la capacidad de almacenamiento de agua de las terrazas o bermas (Sawatsky *et al.*, 2000). Según Hancock *et al.* (2003), las laderas rectas se erosionan e incrementan la pérdida de suelo hasta que alcanzan un perfil estable, que habitualmente es el cóncavo.

Por estas razones, son muchos los argumentos que han surgido a favor de diseños topográficos que ‘copien las formas naturales del paisaje’. Esta aproximación geomorfológica de restauración está basada en el conocimiento de los procesos geomorfológicos, principalmente de los procesos fluviales que se desarrollan en un extenso periodo de tiempo. El objetivo de estos diseños es la construcción de formas del paisaje en ‘equilibrio dinámico o estado escionario’ (*steady state landscapes*) (Riley, 1995; Sawatsky y Beckstead, 1996; Hancock *et al.*, 2003; Toy y Chuse, 2005; Schor y Gray, 2007).

La aplicación de diseños topográficos de restauración basados en una verdadera aproximación geomorfológica (Sawatsky y Beckstead, 1996; Toy y Chuse, 2005) depende mucho del método de explotación y fase en la que se encuentre la mina a restaurar. Así, la aproximación geomorfológica para la restauración minera es mucho más fácil de llevar a cabo antes de que comiencen las actividades extractivas o en minas abandonadas. Estas dos situaciones (anterioridad a la explotación y minas abandonadas) resaltan el éxito del método de Bugosh, un método informatizado de restauración minera (GeoFluv) basado en principios geomorfológicos (Bugosh, 2004). Este método busca un equilibrio hidrológico en paisajes mineros restaurados, lo que se ajusta perfectamente a la aproximación de Toy y Chuse (2005), quienes sugerían que los paisajes o formas construidas deberían incluir cuencas hidrológicas, laderas compuestas y una red hídrica.

Es más difícil y más caro poner en marcha la aproximación geomorfológica en minas activas con un plan de restauración en marcha basado en sistemas talud-berma. Frecuentemente, solo son económicamente viables modificaciones en las laderas individuales (taludes). Pero, dado que las laderas individuales son los constituyentes básicos del paisaje, cuando se entiende el desarrollo de las laderas individuales, es posible sintetizar todo el paisaje (Scheidegger, 1961, referido por White, 1966). El perfil topográfico de las laderas construidas ha sido ampliamente discutido en el campo de la restauración minera (Toy *et al.*, 2002; Hancock *et al.*, 2003; Toy y Chuse, 2005).

La erosión del suelo en paisajes mineros restaurados ha sido comúnmente medida en laderas individuales (por ejemplo Kapolka y Dollhopf, 2001). Muchos autores han estudiado la relación entre la erosión del suelo y la forma de las laderas. Esto incluye los primeros estudios en geomorfología relacionados con la erosión en laderas individuales (Meyer y Kramer, 1969), experimentos de laboratorio (D'Souza y Morgan, 1976), y la aplicación de modelos de erosión. Existen multitud de modelos de erosión que han sido aplicados en el estudio de la erosión en minas, como se ha indicado en la introducción de esta memoria (ver capítulo 1). Por ejemplo, Hancock *et al.* (2003) y Priyashanta *et al.* (2009) aplicaron el modelo SIBERIA para demostrar la mayor estabilidad de laderas cóncavas, comparadas con laderas rectilíneas. Sin embargo, ningún experimento en campo ha estudiado los beneficios de las laderas cóncavas frente a las rectas.

Debido a que las laderas cóncavas exportan menor cantidad de sedimentos que otras formas de laderas (rectas, convexas o en forma de 'S') (Meyer y Kramer, 1969), estos estudios han hecho pensar que las laderas cóncavas son muy estables. Esto se debe a que en las laderas cóncavas, mientras el tamaño de la cuenca y la escorrentía aumenta ladera abajo, la pendiente de la ladera disminuye, lo que reduce la velocidad de la escorrentía y su capacidad de erosión (Toy y Foster, 1998; Toy *et al.*, 2002; Hancock *et al.*, 2003).

Habitualmente, la 'tierra vegetal' es extendida en la superficie de las escombreras, lo que es considerado esencial para la restauración minera en la mayoría de los casos (Power *et al.*, 1981; Kapolka y Dollhopf, 2001). El concepto de tierra vegetal (*topsoil*) se refiere al suelo original que cubre el área minera, el cual es retirado previamente a la apertura de la explotación y posteriormente extendido sobre las topografías generadas en la restauración. Puede ser objeto o no de enmiendas para la mejora de sus propiedades. En su acepción más amplia puede incluir también formaciones superficiales. Por ejemplo, proteger la superficie del suelo con fragmentos de roca es una manera efectiva y poco costosa de reducir la erodibilidad del suelo (Toy y Foster, 1998; Toy *et al.*, 2002).

Martín-Duque *et al.* (2010) explican cómo una aproximación holística en la restauración geomorfológica, usando tanto el manejo de la topografía como el de la cobertura edáfica y formaciones superficiales, puede llevar a una restauración minera exitosa en canteras del centro peninsular.

El experimento llevado a cabo en la mina de caolín de El Machorro está basado en el trabajo de Martín-Duque *et al.* (2010). El objetivo de este experimento era comparar la respuesta erosiva de laderas construidas con perfiles rectos y cóncavos con dos coberturas superficiales diferentes. Estos materiales superficiales fueron: coluvión carbonático (*subsoil*), una formación superficial natural que cubre las laderas de rocas detríticas sedimentarias (arenas de Utrillas y facies Weald) del entorno de la mina, y 'tierra vegetal' (*topsoil*), correspondiente al suelo original desarrollado sobre el coluvión carbonático en las laderas donde se sitúa la mina. Una ladera recta con estériles arenosos fue usada como control. La ladera cóncava con estériles no pudo ser construida porque la escombrera experimental tuvo que adaptarse a una escombrera preexistente. Por lo tanto, fueron cuatro los tratamientos de restauración (combinaciones de topografía y cobertura superficial) monitorizados en este experimento. La finalidad de este experimento era: (1) aportar información

sobre erosión y emisión de sedimentos de distintos acabados de restauración, que permitieran aportar luz en toda la problemática planteada en la tesis; (2) conocer su efectividad para el control de la erosión en este entorno.

La hipótesis inicial de trabajo era que las laderas cóncavas producirían menos sedimentos que las rectas. También se esperaba una importante reducción en la pérdida de suelo en las laderas recubiertas con tierra vegetal y coluvión carbonático respecto a las que tenían los estériles arenosos expuestos.

Además, se calculó la producción de sedimentos, (*sediment yield*), que produjo toda la superficie minera en el mismo periodo de tiempo. Para ello se usaron los datos de vaciado de las balsas de decantación y de limpieza de las cunetas. El objetivo de este cálculo es comparar la relación entre los sedimentos producidos en distintos tipos de escombreras, y el total que llega a las balsas, con el fin de conocer el balance de sedimentos interior en la mina. En este sentido, es preciso constatar que estas estructuras, cunetas y balsas, son claves en el control de la sedimentación en el interior de la mina. Todo ello implica un mantenimiento continuo de estas estructuras, de modo que siempre estén preparadas para retener sedimentos y evacuar el agua de escorrentía.

3.2. La mina El Machorro y su contexto

La mina El Machorro se sitúa en la Zona Periférica de Protección (ZPP) del Parque Natural del Alto Tajo (PNAT), en el término municipal de Poveda de la Sierra, Guadalajara (40° 39' 24" N, 2° 2' 37" W, datum ETRS 1989, sistema de coordenadas UTM-30N, ver figura 3.1). Queda incluida en la cuenca del arroyo Merdero, tributario del río Tajo. La distancia de la mina al río Tajo es de 2,2 km.

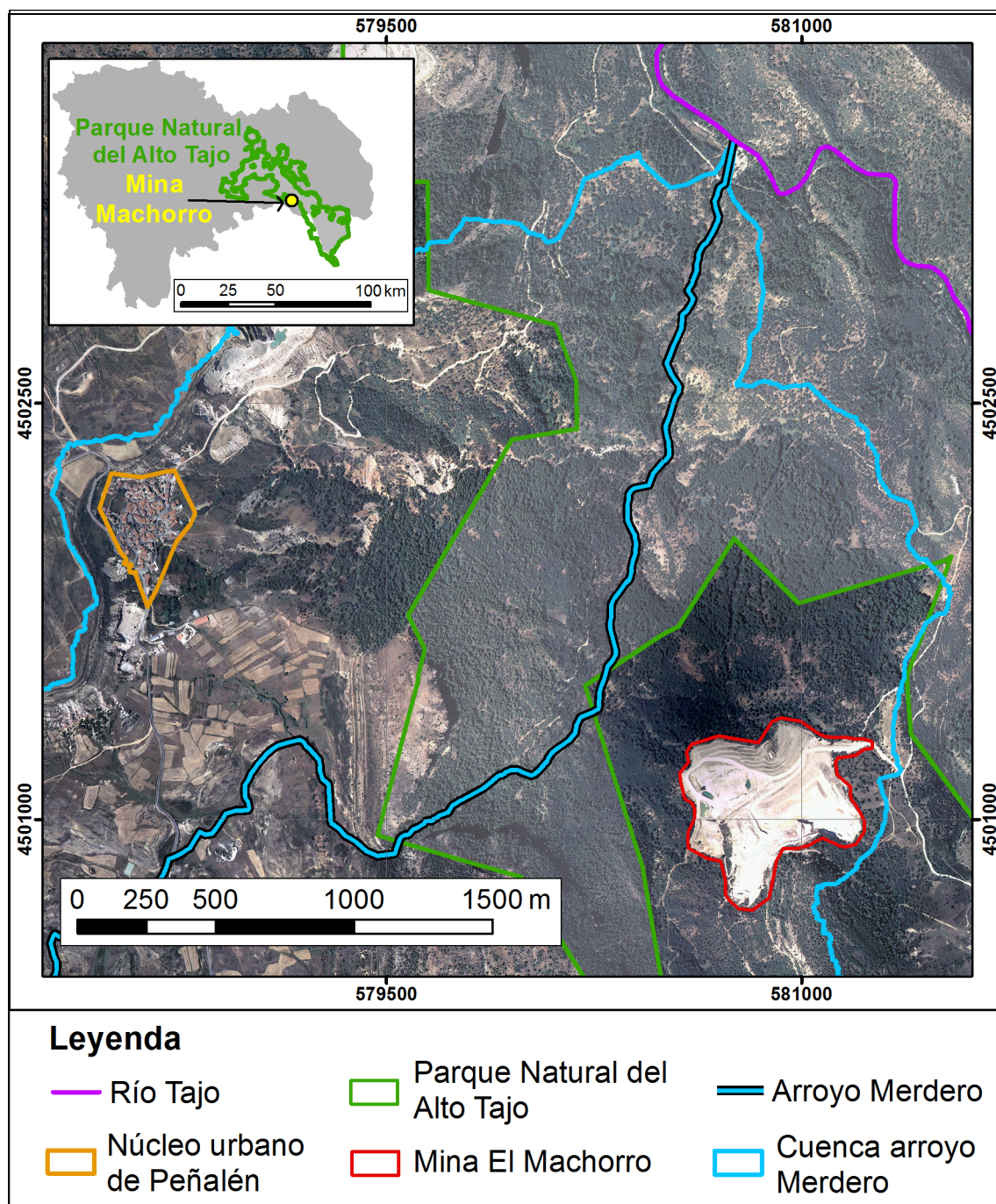


Figura 3.1. Localización de la mina El Machorro. (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir de las ortofotos del PNOA de 2009, correspondiente a las hoja 514, Taravilla, y 539, Peralejos de las Truchas.

Las laderas del entorno de la mina poseen un alto valor ecológico al albergar, mayoritariamente, bosques bien conservados de pinar con quejigo (*Pinus nigra subsp. Salzmannii* con *Quercus faginea*). También existen pequeñas zonas de pastizal y matorral (*Buxus sempervirens*, *Genista scorpius*...) (Ruiz, 1995; MARM, 1997-2006) (ver figura 3.2).

La mina El Machorro es una mina activa a cielo abierto, ubicada en una ladera de gran longitud y alta pendiente. En concreto, se sitúa en la ladera de un pequeño relieve tipo mesa, que en realidad es un pequeño sinclinal colgado (figura 3.2). En esta mina se explota el caolín que se encuentra intercalado entre las arenas de Utrillas.



Figura 3.2. Fotografía aérea oblicua de la mina El Machorro (Poveda de la Sierra) (Foto: Paisajes Españoles S.L., septiembre de 2012).

La restauración llevada a cabo en la mina El Machorro, así como en otras minas de la misma zona, se centraba en ocultar los frentes de explotación y el hueco minero mediante la construcción de escombreras de gran altura con varios niveles de terrazas y taludes de gran pendiente (escombreras aterrazadas), con el objetivo principal de reducir el impacto visual de la mina. Una vez construidas las escombreras eran cubiertas con coluvión carbonático. Las laderas cóncavas, propuestas en el experimento explicado en este capítulo, no se construían y la tierra vegetal raramente era separada del coluvión y aprovechada para el acabado de las escombreras restauradas; esto debido a la dificultad para su separación, al tratarse de terrenos con mucha pendiente y a que tampoco era requerido por la administración.

El método de restauración de la mina El Machorro incluía, e incluye, también un sistema de drenaje por cunetas, para la conducción de agua y sedimentos, y balsas de decantación para la retención de sedimentos. Por esta razón, la superficie generada por la actividad minera de la mina puede ser considerada como una cuenca endorreica a su vez dividida en una serie de subcuencas, cada una de ellas con su propia balsa de decantación (figura 3.3 y 3.11).

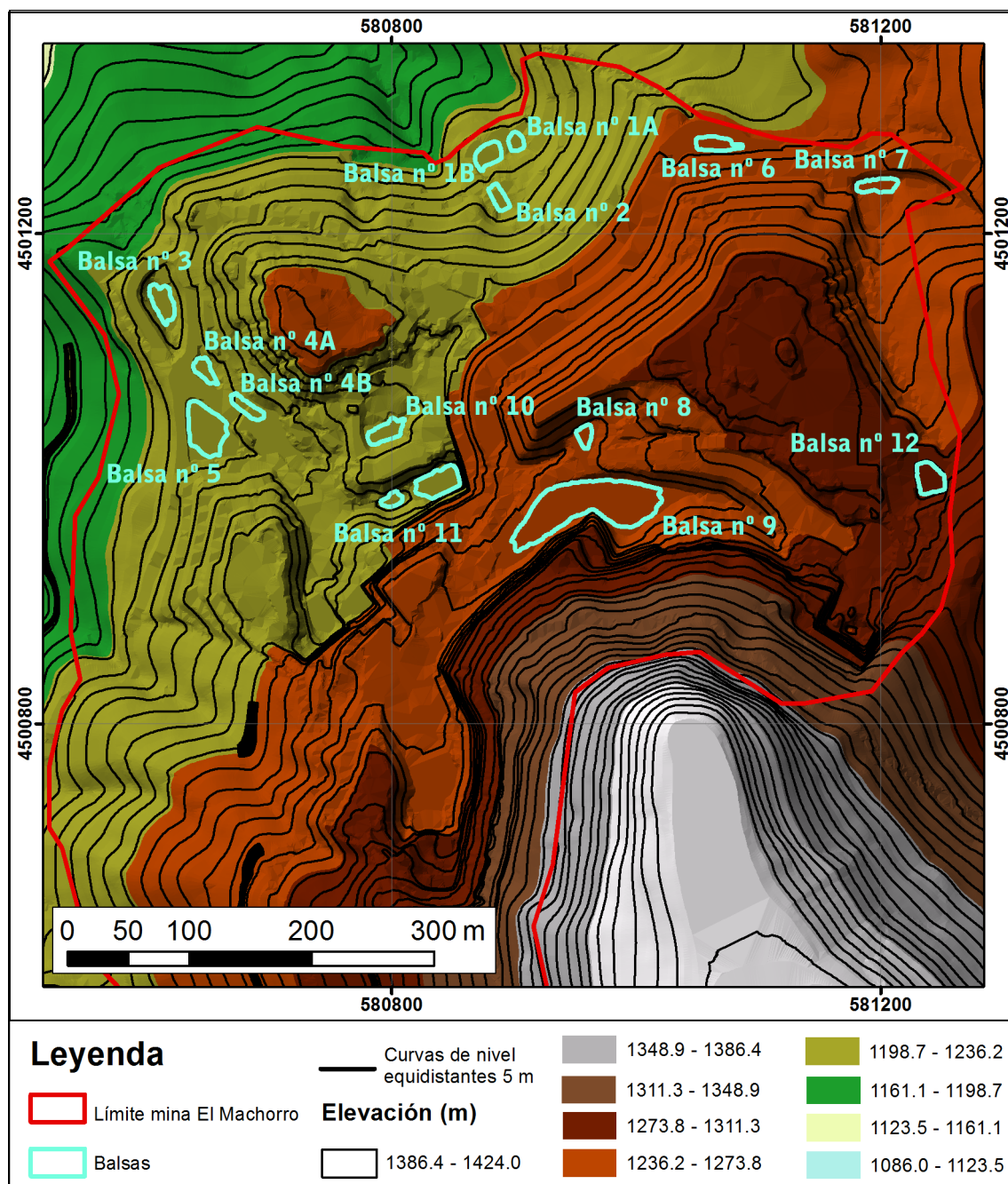


Figura 3.3. Plano del modelo digital de elevación (MDE) de la mina El Machorro, donde se incluyen las balsas de decantación. (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir del plano de AutoCAD de la mina para el año 2012, plano facilitado por la empresa CAOBAR.

Es importante señalar aquí, que desde 2012, la mina ha adoptado, mediante una revisión de su PREN, ya aprobado por las distintas administraciones, un sistema de restauración basado en principios geomorfológicos, que replicará las formas naturales y estables del entorno siguiendo el método GeoFluv (Bugosh, 2004) (ver epígrafe 3.5.5).

En el año 2008, cuando comenzó el seguimiento de la escombrera experimental y el relleno de las balsas de decantación, la superficie ocupada por la mina era de 33 ha. Dentro de la mina podían, y pueden encontrarse en la actualidad, distintas unidades o superficies con características diferentes. Así pueden distinguirse escombreras de restauración en distintas fases: escombreras ya consolidadas con cobertura vegetal de herbáceas y/o pinos; escombreras con cobertura edáfica ('tierra vegetal') o formación superficial (coluvión carbonático) sin desarrollo de la vegetación; y escombreras con los estériles arenosos expuestos, sin cubrir, (escombreras en fase de construcción). También se pueden identificar pistas y plataformas de arenas compactadas, para la circulación de los camiones y maquinaria; frentes y bancales de explotación de gran altura (hasta 100 metros) con pendientes casi verticales, (de 80-90%); acopios de tierra vegetal, estériles y mineral, que frecuentemente cambian de ubicación, bien sea por su uso en la restauración de la mina o por ser trasladados a la planta de tratamiento. Además, dentro de la mina también podían distinguirse en el año 2008 zonas con matorral y arbolado disperso en preparación para la ampliación de la mina, y una zona con sustrato calizo, que sin ser mina propiamente dicha, drena hacia el interior de la misma (ver figuras 3.4)

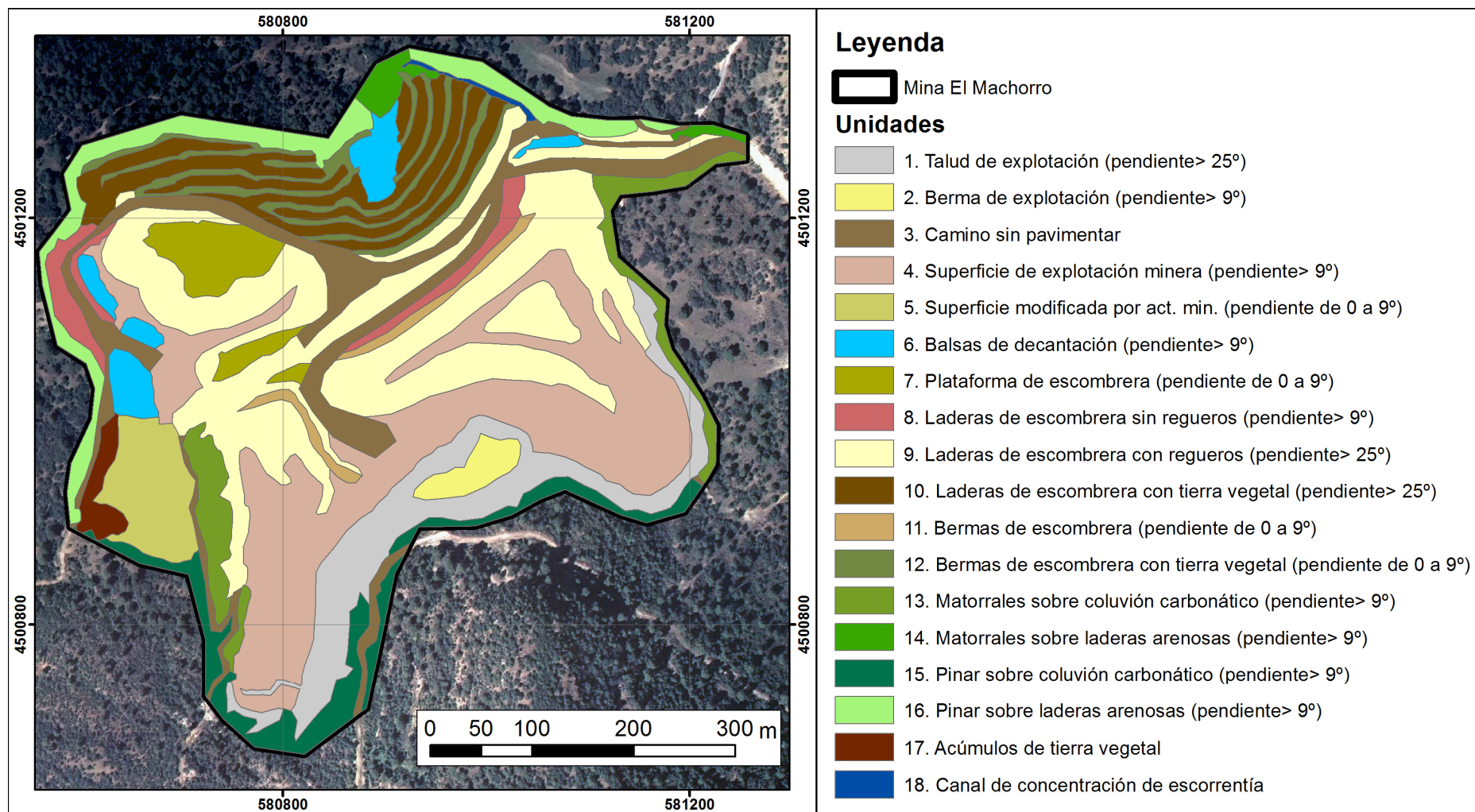


Figura 3.4. Distintas unidades o superficies que podían encontrarse en la mina El Machorro el año 2009. (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: modificado de Zapico, 2008.

Los estériles de la mina El Machorro son principalmente arenosos, con bajo contenido de arcillas. Su baja cohesión les hace vulnerables a la erosión hídrica, por lo que la formación de regueros y cárcavas (*rills* y *gullies*) es muy común (ver figura 3.5).

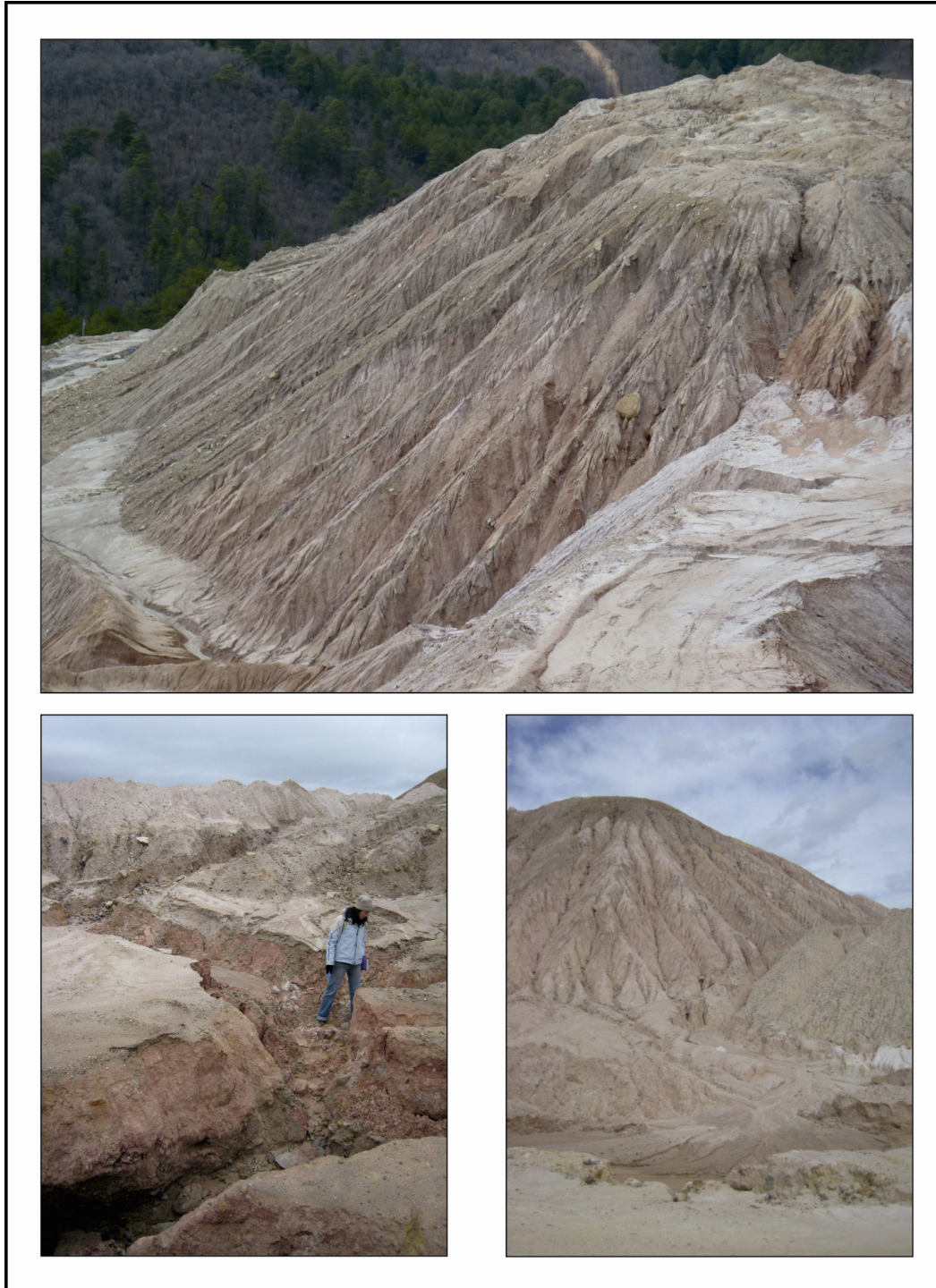


Figura 3.5. Ejemplos de escombreras de estériles sin acabar en el interior de El Machorro con desarrollo de regueros y cárcavas. Nótese además los pequeños conos aluviales al pie de la escombrera. Como puede estimarse visualmente, el volumen de materiales erosionado es muy elevado.

3.3. Metodología

3.3.1. *Monitorización del clima*

Con el objetivo de medir la cantidad e intensidad de la precipitación, se instaló un pluviógrafo automático (0,2 mm/pulso) (Davis Instruments, 2005) con un data logger *HOBO Event* a unos 100 m de distancia de la escombrera experimental, dentro de la propia mina El Machorro y a una altura sobre el nivel de mar de 1.230 m. Este pluviógrafo registra todo tipo de precipitación (lluvia o nieve) que caiga sobre él, si bien no permite diferenciar un tipo de precipitación de otra, y la nieve sólo es registrada cuando se funde. También por este hecho, una intensa nevada no permitiría registrar toda la precipitación, dado que el pluviógrafo quedaría colmatado por nieve. Por ello, los valores registrados pueden ser mínimos.

El volumen de precipitación total (mm) y la máxima intensidad en 24 horas fueron calculadas con los datos registrados por el pluviógrafo. Además, se estimó el periodo de retorno de la precipitación total registrada para cada año de estudio mediante la aplicación del software CHAC (CEDEX, 2004a) y usando el registro de la estación meteorológica de Peralejos de las Truchas (datos facilitados por la AEMET). El registro de temperatura para cada año se tomó de las estaciones termopluviométricas del entorno, Peralejos de las Truchas y Molina de Aragón (red de estaciones meteorológicas de la AEMET).

3.3.2. *La escombrera experimental*

3.3.2.1. Diseño experimental

La escombrera experimental fue construida por la empresa CAOBAR a finales del verano de 2008 sobre el relieve preexistente de una antigua escombrera. Su seguimiento se realizó durante dos años hidrológicos (2008 y 2009) iniciándose el 6 de noviembre de 2008.

Para la construcción de la escombrera se conformaron dos perfiles topográficos, cóncavo y recto (talud recto), sobre un material de estériles arenosos. Ambos perfiles fueron recubiertos posteriormente con dos coberturas superficiales: coluvión carbonático (*subsoil*) y ‘tierra vegetal’ (*topsoil*) (tabla 3.1). Los taludes rectos fueron contruidos por camiones articulados mediante

vertido directo de los estériles, y un bulldozer compactó y dio el acabado final a la berma. Los camiones articulados no pueden subir por los taludes rectos debido a su alta pendiente, por lo que subían por la berma, y mediante vertido directo, extendían las dos coberturas superficiales (coluvión carbonático y ‘tierra vegetal’) en las laderas rectas. Uno de los taludes rectos se dejó sin recubrir, quedando los estériles (*overburden materials*) expuestos, considerando este tratamiento como control. Las laderas cóncavas fueron construidas por un bulldozer, que circulando sobre la ladera les otorgaba la forma cóncava. De este modo también se extendieron las dos coberturas superficiales sobre la topografía cóncava. Como ya se ha indicado, la ladera cóncava con estériles expuestos no pudo ser construida porque la escombrera experimental tuvo que adaptarse a una escombrera preexistente.

Tabla 3.1. Códigos de nomenclatura de los tratamientos estudiados. Se incluye también el mes y el año de inicio de las mediciones en cada tratamiento. El seguimiento no se pudo comenzar en octubre de 2008 (con el inicio del año hidrológico), por que la escombrera no estaba terminada para ese mes.

Código	Tratamiento		Mes	Año
	Perfil topográfico	Cobertura superficial		
LCC-TV	ladera cóncava corta	tierra vegetal	noviembre	2008
LCL-TV	ladera cóncava larga	tierra vegetal	octubre	2009
LCL-CC	ladera cóncava larga	coluvión carbonático	octubre	2009
LR-TV	ladera recta	tierra vegetal	noviembre	2008
LR-CC	ladera recta	coluvión carbonático	noviembre	2008
			octubre	2009
LR-EST	ladera recta	estériles	noviembre	2008
		arenosos	octubre	2009

Por tanto, finalmente la escombrera experimental estaba compuesta de dos partes: 1) la primera parte consistía en un sistema de terrazas con dos laderas rectas y una berma intermedia. La ladera recta del tramo inferior estaba recubierta con las dos coberturas superficiales (coluvión carbonático y tierra vegetal) y un sector se dejó con los estériles expuestos, a modo de control; 2) la segunda parte era una ladera cóncava recubierta con las dos coberturas superficiales (ver figura 3.6).

La restauración y actividades extractivas dentro de la mina no permitieron la construcción de la parte superior de las laderas cóncavas el primer año de seguimiento. Durante este periodo, la ladera cóncava sólo comprendía la parte inferior de la escombrera, equivalente en altura a una ladera recta y la berma. Además, la escorrentía de una ladera situada por encima de la escombrera experimental formó un abanico aluvial en la ladera cóncava con coluvión carbonático. Por esta razón, este tratamiento no pudo ser medido durante el primer año de seguimiento. Las laderas cóncavas fueron construidas totalmente el segundo año, para que tuvieran la misma altura y longitud horizontal que un sistema de terraza con dos laderas rectas y una berma. Esta modificación puede considerarse una limitación de este experimento.

Los sedimentos erosionados se midieron al pie de las laderas cóncavas y al pie del tramo inferior de las laderas rectas. Los sedimentos del tramo superior de la ladera recta no fueron medidos; esta ladera no vertía sedimentos a las laderas inferiores, si no que se depositaban en la berma intermedia, una berma con pendiente inversa que drenaba fuera de las laderas monitorizadas. La berma intermedia no se tuvo en cuenta para el balance de sedimentos, ya que se observó que no producía sedimentos. Para medir los sedimentos erosionados se instalaron tres parcelas abiertas en cada tratamiento. En la figura 3.6 se muestra la ubicación de las parcelas experimentales —correspondientes a los cuatro tratamientos y al control— en la escombrera experimental. Un total de 12 parcelas (primer año) y 15 parcelas (segundo año) fueron monitorizadas. La escorrentía no fue medida en este estudio.

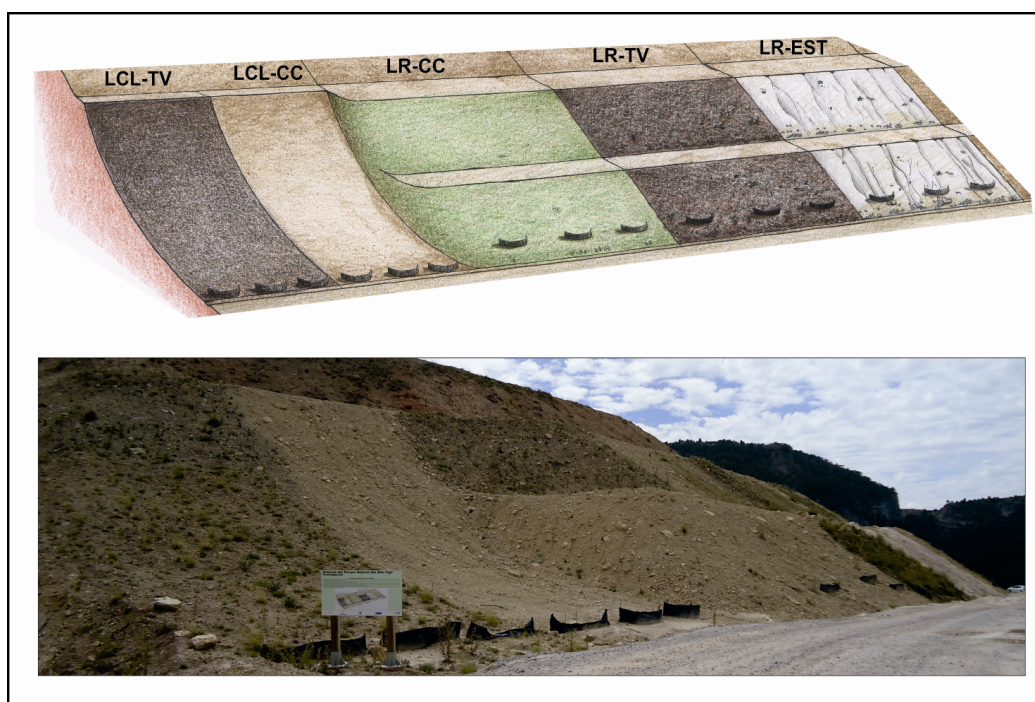


Figura 3.6. Escombrera experimental de la mina El Machorro durante el segundo año de estudio, después de la transformar las laderas cóncavas cortas en largas. Arriba, esquema de la escombrera; abajo, fotografía de la escombrera tomada en octubre de 2011, un año después de que acabase el experimento. LCL-TV = ladera cóncava larga con tierra vegetal, LCL-CC = ladera cóncava larga con coluvión carbonático, LR-CC = ladera recta con coluvión carbonático, LR-TV = ladera recta con tierra vegetal, LR-EST = ladera recta con estériles.

Las laderas rectas tenían una longitud media de 11 m (0,6 de desviación estándar) y una pendiente de 32° (62%). La berma tenía 5 m de anchura y una pendiente inversa de 14° (25%), en su sección transversal, y 2° (3%) en su sección longitudinal. Las laderas cóncavas tenían una longitud de 25 a 30 m durante el primer año y de 35 a 40 m el segundo año. Su pendiente aumentaba desde la base hasta la parte superior de 4° a 26° (de 7% a 49%), el primer año, y de 4° a 32° (7% a 62%) el segundo año. El espesor del coluvión carbonático y la tierra vegetal en los taludes rectos era de entre 30 y 75 cm. Esta variación se debe a que los sustratos se extendieron por vertido directo. En las laderas cóncavas el espesor del coluvión carbonático y la tierra vegetal era de 20 a 30 cm, y fueron extendidos por un bulldozer (ver tabla 3.2 para más detalles).

Debido a que las parcelas eran abiertas, estas tenían distinto tamaño o área de drenaje (ver figura 3.7). El área de cada parcela abierta fue medida usando el GPS diferencial y variaba de 23,5 a 86,7 m² el primer año y de 23,5 a 124 m² el segundo (ver tabla 3.2).

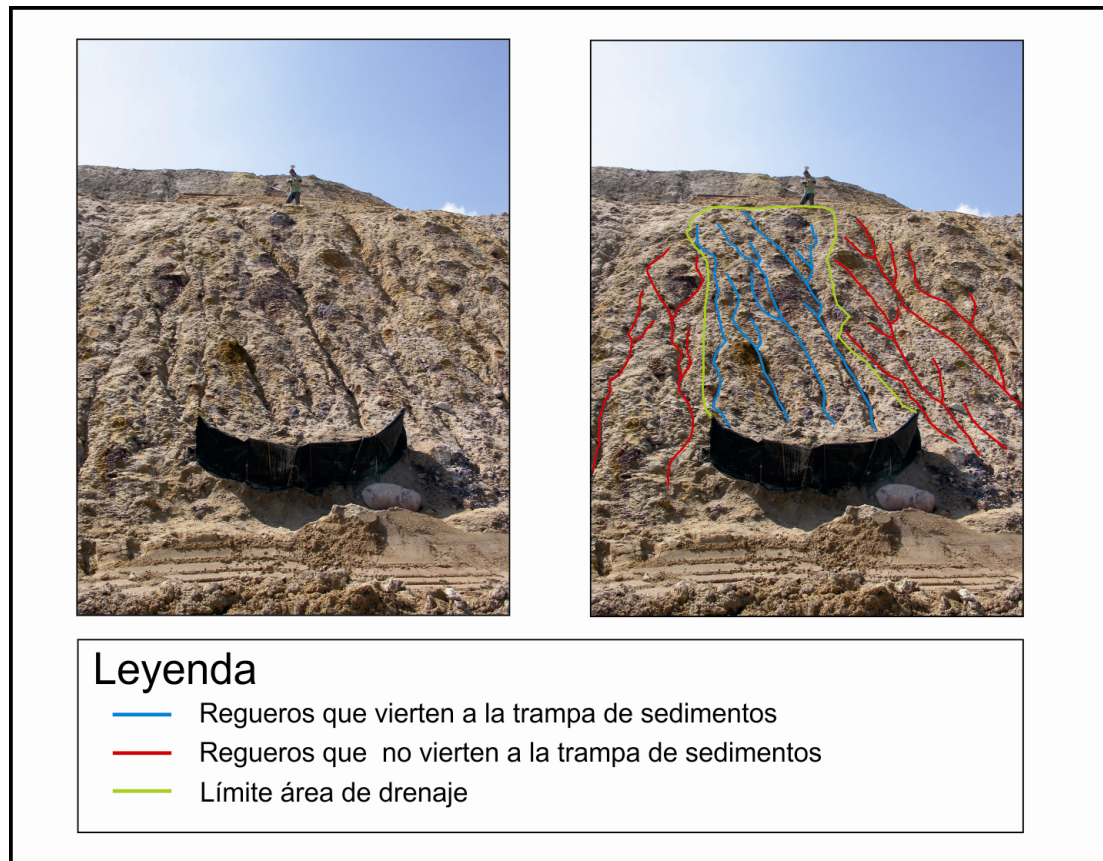


Figura 3.7. Método para determinar el área de drenaje de cada trampa de sedimento. Fuente: modificado de Hernando, 2009.

Tabla 3.2. Tratamientos experimentales y sus características.

Tratamiento	Número parcela abierta	Perfil topográfico	Cobertura superficial	Espesor cobertura superficial (cm)	Longitud ladera (m)		Pendiente ladera (°)		Área parcela (m ²)	
					Año 1	Año 2	Año 1	Año 2	Año 1	Año 2
LCC-TV y LCL-TV	1	cóncavo	tierra vegetal	20 a 30	33	40	4 a 26	4 a 32	83,7	91
	2								82,9	104
	3								73,2	100
	4								58,7	106
LCC-CC y LCL-CC	5	recto	coluvión carbonático	30 a 75	11	32			70,3	124
	6								61,5	100
	7								30,9	
LR-TV	8	recto	tierra vegetal						35,5	
	9								45,7	
	10								27,5	
LR-CC	11	recto	coluvión carbonático						23,5	
	12								43,2	
	13								31,3	
LR-EST	14		estériles						43,5	
	15								31,3	

La curvatura de las laderas cóncavas fue estimada usando la ecuación propuesta por Stefano *et al.* (2000):

$$y = H \left(1 - \frac{x}{\lambda} \right)^n$$

Donde:

x = eje horizontal o abscisas, e y = la altura correspondiente

H = diferencia de altura

λ = longitud de la ladera medida a lo largo del eje horizontal

n = exponente que varía según la forma de la ladera, de acuerdo con Stefano *et al.* (2000)

Las laderas cóncavas cortas (primer año) tenían un valor de n entre 1,34 y 1,32, mientras que los valores para las laderas largas (segundo año) eran de entre 1,40 y 1,47 (figura 3.8). El levantamiento topográfico de los perfiles fue realizado mediante un GPS diferencial (GPS, modelo: Leica 1200). La topografía fue realizada una vez al año (12 de mayo de 2009 y 1 de julio de 2010).

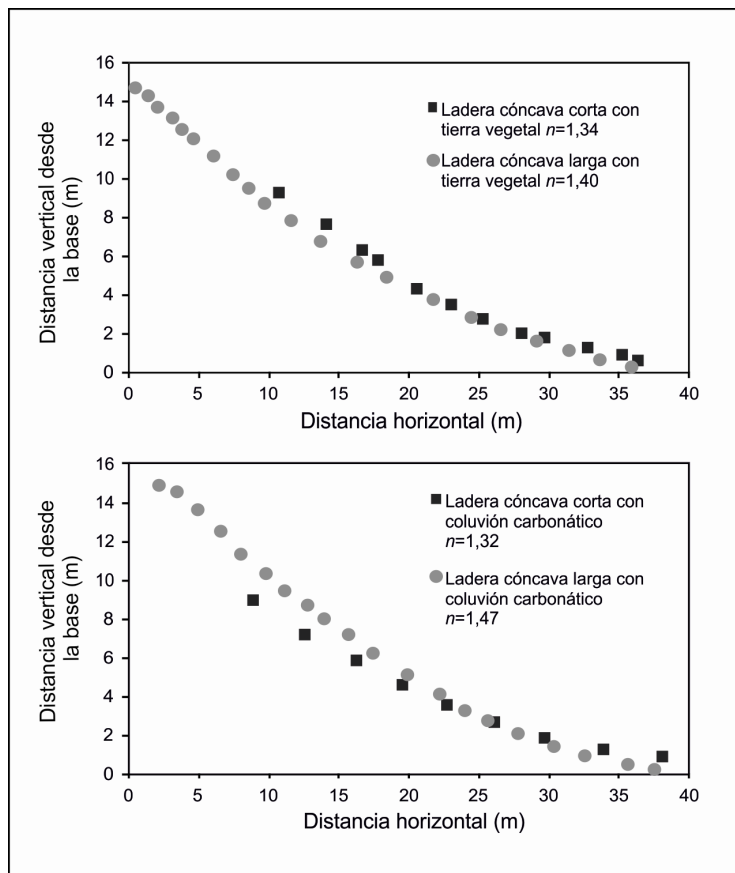


Figura 3.8. Laderas cóncavas con sus respectivos valores de n . El valor n es un exponente que varía según la curvatura de la ladera, de acuerdo con Stefano *et al.* (2000).

Finalmente, se tomaron tres muestras compuestas de cada cobertura superficial para caracterizar sus propiedades físicas (ver tabla 3.3).

Tabla 3.3. Características de las coberturas superficiales. Se representan valores medios.

Tratamiento	Arena (%) 2 – 0,05 mm	Limo (%) 0,05 – 0,002 mm	Arcilla (%) <0,002 mm	Materia orgánica (%)	Densidad aparente (g cm ⁻³)	Clasificación textural (USDA)	Estructura suelo	Cobertura rocas (%)	Cobertura vegetal (%)
LCC-TV	49,7	29,8	20,5	2,3	1,06	franco-areno-arcillosa	grano medio o grueso 2–5mm	20	30
LCC-CC	39,8	47,2	13,1	0,6	1,26	franca	grano medio o grueso 2–5mm	40	0
LR-TV	39,2	40,8	20	3,3	1,09	franca	grano fino 1–2mm	20	50
LR-CC	51,1	36,9	12,1	0,6	1,27	franca	grano fino 1–2mm	25	0
LR-EST	68,4	16,1	15,5	0,2	1,41	franco-arenosa	grano fino 1–2mm	10 a 5	0

La respuesta de cada tratamiento en cuanto a sedimento producido, regueros desarrollados y vegetación establecida se ha realizado mediante medidas directas, realizadas en campo.

3.3.2.2. Medición de la cantidad de sedimentos erosionados en la escombrera

El protocolo de monitorización de las parcelas abiertas consistió en recoger los sedimentos retenidos en las trampas de sedimento (*silt fences*) (Robichaud y Brown, 2002) de 3 m de anchura (ver figura 3.9). Las trampas de sedimento retienen los sedimentos mientras permiten que el agua pase a través suya. Son baratas y es una técnica fiable para medir la pérdida de suelo en estas condiciones de campo. De acuerdo con Robichaud y Brown (2002), la capacidad de retención de sedimentos de las trampas es del 68% al 98%. Debido a que los sedimentos podían sobrepasar las trampas, parte del sedimento podía ser no registrado, por esta razón era necesaria una limpieza periódica de las trampas (Robichaud y Brown, 2002).



Figura 3.9. Instalación de las trampas de sedimento (*silt fences*) en la escombrera experimental de la mina El Machorro.

Los sedimentos retenidos en las trampas eran pesados en el campo usando una balanza portátil (figura 3.10). El sedimento de cada parcela era después mezclado y se tomaba una muestra homogénea para calcular su porcentaje de humedad, calculado mediante el método de Ramos-Sacharrón y McDonald (2007). Las muestras eran llevadas al laboratorio, donde se secaban en un horno a 110°C durante 24 horas y posteriormente se pesaban de nuevo. Los resultados obtenidos se expresaban en Mg ha^{-1} . La tasa de erosión anual y su desviación estándar se calcularon también para cada tratamiento.



Figura 3.10. Proceso de limpieza de las trampas de sedimento y toma de muestras para llevar al laboratorio. En la fotografía de arriba a la izquierda se aprecia la formación de conos al pie de la ladera, en el espacio que queda entre las trampas de sedimento.

3.3.2.3. Seguimiento del desarrollo de regueros

Con el objetivo de realizar un seguimiento de la evolución geomorfológica de los cuatro tratamientos de restauración y el tratamiento control, cada vez que los sedimentos eran recogidos de las trampas se tomaban fotografías de las parcelas. También se midió la red de regueros desarrollada en los distintos tratamientos, registrándose la anchura y profundidad de al menos el 80% de los regueros formados, en tres posiciones (parte alta, media y baja de las laderas).

La longitud, anchura y profundidad de los regueros y cárcavas se midió usando una cinta métrica, siguiendo el método descrito por Morgan (2005). El volumen de los regueros se estimó multiplicando la sección transversal de los regueros —con forma de ‘U’ en el coluvión carbonático y de ‘V’ en los estériles— por la

longitud de los regueros. Este volumen fue dividido por el área de cada tratamiento para obtener los sedimentos evacuados por la erosión en regueros ($\text{m}^3 \text{m}^{-2}$). Este volumen se transformó después en masa por área (Mg ha^{-1}) tras multiplicarlo por la densidad aparente media de cada cobertura superficial. La densidad aparente fue calculada por el método del anillo (Sobek *et al.*, 1978). Para el cálculo de la densidad aparente se tomaron tres muestras de suelo en cada cobertura superficial. La cantidad de sedimento estimada tras la medición de los regueros se comparó con la cantidad de sedimentos medida en las trampas de sedimento.

3.3.2.4. Composición y cobertura de la comunidad vegetal

Durante el segundo año de estudio parte de la escombrera experimental fue colonizada por vegetación. La vegetación fue muestreada en la primavera de 2010 (mayo-junio) para estimar la composición de la comunidad vegetal. Se recogió un espécimen de cada especie. Los ejemplares recogidos fueron secados y prensados para su posterior identificación. La doctora Paloma Cubas, del Departamento de Biología Vegetal II de la facultad de Farmacia (UCM), determinó las especies vegetales.

La cobertura vegetal fue medida usando fotografías digitales y el método 'punto-frecuencia' (Brakenhielm y Liu, 1995; Vanha-Majamaa *et al.*, 2000) un año después de que acabase el experimento, en octubre de 2011.

3.3.2.5. Análisis estadísticos

Para comparar los efectos de la topografía y la cobertura superficial en la producción de sedimentos, se aplicó el test de la T de Student. Con este análisis se compararon tratamientos con la misma topografía pero distinta cobertura superficial (por ejemplo, ladera recta con coluvión carbonático *versus* ladera recta con tierra vegetal) y tratamientos con distinta topografía pero igual cobertura superficial (por ejemplo, ladera cóncava larga con tierra vegetal *versus* ladera rectas con tierra vegetal). Los análisis se hicieron para cada año por separado. En el caso de las laderas rectas los datos también fueron analizados para los dos años juntos, ya que estas laderas no fueron modificadas el segundo año. Los análisis estadísticos se realizaron con el *software Statgraphics Centurion XVI.I*, versión 16.1.17 (StatPoint Technologies Inc., 2012). El nivel de significación adoptado fue $\alpha=0,05$.

3.3.3. Cuantificación de la producción de sedimentos en el interior de la mina

Para determinar la producción de sedimentos del área minera de El Machorro se usaron los datos obtenidos en las operaciones de vaciado de las balsas de sedimentación o decantación, y de limpieza de las cunetas (ver figura 3.11). Estos datos fueron facilitados por Lázaro Sánchez, facultativo de la empresa CAOBAR y responsable de todas las labores mineras de la mina El Machorro.



Figura 3.11. Balsas para el control de la sedimentación de la mina El Machorro.

El mantenimiento de estas estructuras para el control de la sedimentación se describe a continuación, a partir de la información proporcionada por CAOBAR. Las balsas de decantación retienen tanto los sedimentos que llegan como carga de fondo como el agua de escorrentía cargada de sedimentos en suspensión. El agua queda retenida, depositándose los sedimentos. Una vez que se comprueba la sedimentación de los materiales en suspensión, el agua limpia se saca de las balsas mediante bombeo para que éstas siempre estén preparadas para recibir más agua y sedimentos. Las balsas de decantación son revisadas periódicamente por los trabajadores de la mina, produciendo informes semanales en caso de haber alguna incidencia. Las balsas de decantación y las cunetas de la mina son vaciadas o limpiadas cuando están llenas de sedimento o, al menos una vez al año, habitualmente en verano, cuando los eventos de lluvia son más escasos. Los sedimentos retirados de las balsas de decantación se utilizan para construir escombreras, que serán luego restauradas.

Los datos de vaciado de las balsas y limpieza de las cunetas se expresan en volumen (m^3). Este volumen es estimado a partir del dato del número de dumper cargados con sedimentos procedentes de las balsas (ver figura 3.12). La estimación está sujeta a un error de origen doble. Por un lado, no todos los dumper son cargados con el mismo volumen de material, debido a la naturaleza semihúmeda de los materiales. Se estima que el coeficiente máximo de llenado de los dumper es del 35% sobre el nominal, cuando los sedimentos son húmedos (Lázaro Sánchez, com. pers.). Y, por otro, debido al contenido en agua de los materiales. Éste, aunque es variable, ocupa de media el 15% del volumen total, según Lázaro Sánchez (com. pers.), por lo que para los cálculos de producción de sedimentos del interior de la mina se ha descontado este 15%.

A partir de los datos de volumen de sedimento (m^3) se calculó la cantidad de sedimento (Mg), para ello se multiplicó el volumen por la densidad aparente media de los estériles arenosos con los que se construyó la escombrera experimental ($1,41 \text{ g cm}^{-3}$) tras hacer el cambio de unidades necesario y considerando que la mayor parte de los sedimentos retenidos en las balsas son arenas. Para calcular la producción de sedimentos de la mina El Machorro durante los años hidrológicos 2008 y 2009, se sumaron los valores cantidad de sedimento retenido en cada balsa para cada año. Conociendo el área que tenía la mina (33 ha) en ese momento y habiendo tomado el periodo de medida de

un año, los resultados de producción de sedimentos de la mina se expresan en cantidad de sedimento por área y unidad de tiempo ($\text{Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$).



Figura 3.12. Retroexcavadora vaciando una la balsa de decantación 1 de la mina El Machorro.

3.4. Resultados

3.4.1. *Características climáticas durante el periodo de estudio*

Durante el periodo de estudio (del 6 de noviembre de 2008 al 3 de noviembre de 2010, 727 días) se registraron 315 días de lluvia, sumando un total de 1.343 mm. La lluvia anual total en el segundo año fue aproximadamente el doble que en el primero, con un periodo de retorno de 5 y <2 años respectivamente. Las características climáticas de cada año de estudio se muestran en la tabla 3.5. La lluvia mensual varió desde 1 mm (julio de 2009) a 290 mm (diciembre de 2009). La lluvia máxima registrada en 24 horas fue de 49 mm. El número de días de helada fue ligeramente mayor el segundo año de estudio.

Tabla 3.5. Características climáticas de cada año de estudio.

	Primer año	Segundo año
Precipitación anual (mm)	434	992
Precipitación máxima (mes/mm)	Dic 08 / 125	Dic 09 / 290
Precipitación mínima (mes/mm)	Jul 09 / 1,00	Ago 10 / 4,20
Precipitación máxima en 24h (mm)	38,4	49
Temperatura anual media (°C)	10,1	10,3
Temperatura máxima media (mes/°C)	Ago 09 / 21,0	Jul 10 / 20,5
Temperatura mínima media (mes/°C)	Dic 08 / 2,00	Ene 10 / 1,60
Días de helada por año	223	267

3.4.2. La escombrera experimental

3.4.2.1. Tasas de erosión de la escombrera experimental

Durante los dos años de estudio, las trampas de sedimento (*silt fences*) fueron vaciadas aproximadamente una vez al mes, llevándose a cabo un total de 21 registros de datos: 10 en el primer año y 11 en el segundo. La cantidad de sedimentos erosionados registrados (media y desviación estándar) se muestra en la tabla 3.6, así como las características de la lluvia para el periodo transcurrido entre los muestreos de las trampas.

Tabla 3.6. Cantidad de sedimentos registrados y características de la precipitación para las fechas de muestreo. También se incluyen los valores anuales totales.

Fecha muestreo	n° días lluvia	P total (mm)	P máx. en 24h (mm)	Cantidad media de sedimento registrado (Mg ha ⁻¹) / Desviación Estándar (DE)				
				LCC/L-TV	LCC/L-CC	LR-TV	LR-CC	LR-EST
01-oct-2008 / 6-nov-2008	9	82,6	38,4	Trampas de sedimento no instaladas aún				
19-dic-08	16	138	19,2	0,003 /0,003	0,02 /0,03	0 /0,00	0 /0,00	0 /0,00
23-ene-09	14	17,4	4,8	0 /0,00	0 /0,00	0 /0,00	6,38 /9,02	3,27 /4,62
30-ene-09	3	10,6	6,2	0 /0,00	-	-	0 /0,00	29,5 /41,7
12-feb-09	6	11,6	7,6	0 /0,00	-	-	10 /14,2	60,4 /40,3
13-mar-09	6	3,2	1	0 /0,00	-	-	0,39 /0,29	3,48 /4,14
21-abr-09	16	75,6	12,6	0 /0,00	-	-	0,32 /0,29	0,78 /0,46
09-jun-09	14	52,8	28,8	1,25 /1,23	-	-	0,31 /0,03	14,7 /2,81
24-jun-09	6	6,4	3,6	0 /0,00	-	-	0,1 /0,05	0,14 /0,02
12-ago-09	6	8,2	6,4	1,3 /0,89	-	-	0,34 /0,13	4,9 /1,47
01-oct-09	16	27,6	10,6	0,04 /0,03	-	-	0,07 /0,03	0,12 /0,01
Total 1 ^{er} año	112	434	-	2,59	-	11,6	120	282
Media	10,2	39,5	12,7	0,26	-	1,16	12	28,2
Mediana	9	17,4	7,6	0	-	0,2	4,19	22,4
DE	5,04	43,2	11,6	0,54	-	3,12	19,3	31,1
07-oct-09	3	5,8	4	0,03 /0,02	0 /0,00	0 /0,00	0,23 /0,12	3,13 /0,47
29-oct-09	8	43	25	0,47 /0,44	0 /0,00	0,14 /0,10	1,2 /0,56	15,2 /11,8
12-nov-09	9	6,8	2,8	0 /0,00	0 /0,00	0 /0,00	0 /0,00	0,2 /0,05
10-dic-09	13	51,6	20,2	0,5 /0,43	0 /0,00	0 /0,00	0,73 /0,12	19,4 /16,0
18-ene-10	29	328	49	8,39 /1,56	7,38 /5,62	0,61 /0,43	23,8 /17,4	102 /12,5
02-mar-10	30	153	24,8	1,29 /0,80	2,35 /1,97	1,67 /1,15	74,6 /34,0	38,1 /7,18
05-abr-10	25	79,4	24,4	0,18 /0,15	1,82 /2,19	0,07 /0,08	2,56 /2,48	16,4 /2,27
19-may-10	27	156	26	2,04 /1,05	1,97 /2,81	0,09 /0,13	1,44 /0,83	43 /16,4
01-jul-10	23	56,8	20,4	2,1 /1,18	2,27 /3,93	0,18 /0,19	5,5 /1,54	67,8 /30,5
30-sep-10	28	35,8	4,2	3,28 /1,06	0 /0,00	0,32 /0,11	14,1 /2,94	29,7 /11,2
03-nov-10	17	76,6	22,4	1,9 /0,77	0 /0,00	0 /0,00	1,42 /0,66	11,8 /3,36
Total 2 ^o año	212	992	-	20,2	15,8	3,08	126	347
Media	19,3	90,2	20,3	1,84	1,44	0,28	11,4	31,6
Mediana	23	56,8	22,4	1,29	0	0,09	1,44	19,4
DE	9,67	93,2	13,2	2,42	2,23	0,5	22,2	30,5
Total 2 años	324	1.426	-	22,8	15,8	14,6	246	629

P=precipitación.

LCC/L-TV = ladera cóncava corta/larga con tierra vegetal, LCC/L-CC = Ladera cóncava corta/larga con coluvión carbonático, LR-CC = ladera recta con coluvión carbonático, LR-TV = ladera recta con tierra vegetal, LR-EST = ladera recta con estériles.

DE=desviación estándar.

Al comparar la cantidad de sedimentos registrados en los distintos muestreos entre las parcelas de un mismo tratamiento no se han encontrado diferencias estadísticamente significativas ($p > 0,05$ para la T de Student), lo cual indica su homogeneidad

En el análisis por muestreos (*cuasi* mensuales) se han encontrado algunas diferencias estadísticamente significativas entre los diferentes tratamientos de restauración (ver tabla 3.7). Tanto en el primer año ($p=0,01$) como en el segundo ($p=0,003$), la comparación entre la ladera recta con tierra vegetal (LR-TV) y la ladera recta con estériles (LR-EST) muestra una diferencia significativa. El análisis conjunto de los dos años revela diferencias entre los tres tipos de cobertura superficial en las laderas rectas. Sin embargo, para topografías diferentes con la misma cobertura superficial, sólo se han encontrado diferencias estadísticamente significativas ($p=0,05$) al comparar las topografías cóncava y rectilínea con tierra vegetal el segundo año.

Tabla 3.7. Resultados del test de la T de Student. Código para el nivel de significancia

Año de estudio	Tratamientos comparados	Resultados T-Student
		P valor
2009	LCC-TV vs LR-TV	0,38
	LR-TV vs LR-CC	0,09
	LR-TV vs LR-EST	0,01*
	LR-CC vs LR-EST	0,18
2010	LCL-TV vs LCL-CC	0,69
	LCL-TV vs LR-TV	0,05*
	LCL-CC vs LR-CC	0,15
	LR-TV vs LR-CC	0,11
	LR-TV vs LR-EST	<0,01*
	LR-CC vs LR-EST	0,09
2009 + 2010	LR-TV vs LR-CC	0,02*
	LR-TV vs LR-EST	<0,01*
	LR-CC vs LR-EST	0,03*

* $\alpha=0,05$. LCC/L-TV = ladera cóncava corta/larga con tierra vegetal, LCL-CC = Ladera cóncava larga con coluvión carbonático, LR-CC = ladera recta con coluvión carbonático, LR-TV = ladera recta con tierra vegetal, LR-EST = ladera recta con estériles.

Los resultados de tasa de erosión anual, indican que para el primer año la ladera cóncava corta con tierra vegetal (LCC-TV) fue la que menos sedimentos produjo de todos los tratamientos (figura 3.13 y tabla 3.6). La erosión en las laderas rectas dependió del tipo de cobertura superficial: la ladera recta con tierra vegetal fue la que menos sedimentos produjo ($12 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$), un orden de magnitud menor que la ladera recta con coluvión carbonático ($120 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$) o estériles ($282 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$). Este patrón se repitió el segundo año: la ladera recta con tierra vegetal (LR-TV) generó las tasas más bajas de erosión ($3 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$), en tanto que la de coluvión carbonático produjo $126 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$ y la de estériles $347 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$.

El efecto de la cobertura superficial no se observó en las laderas cóncavas. La ladera cóncava larga con tierra vegetal (LCL-TV) produjo $20 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$ y la ladera cóncava larga con coluvión (LCL-CC) $16 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$ (figura 3.13).

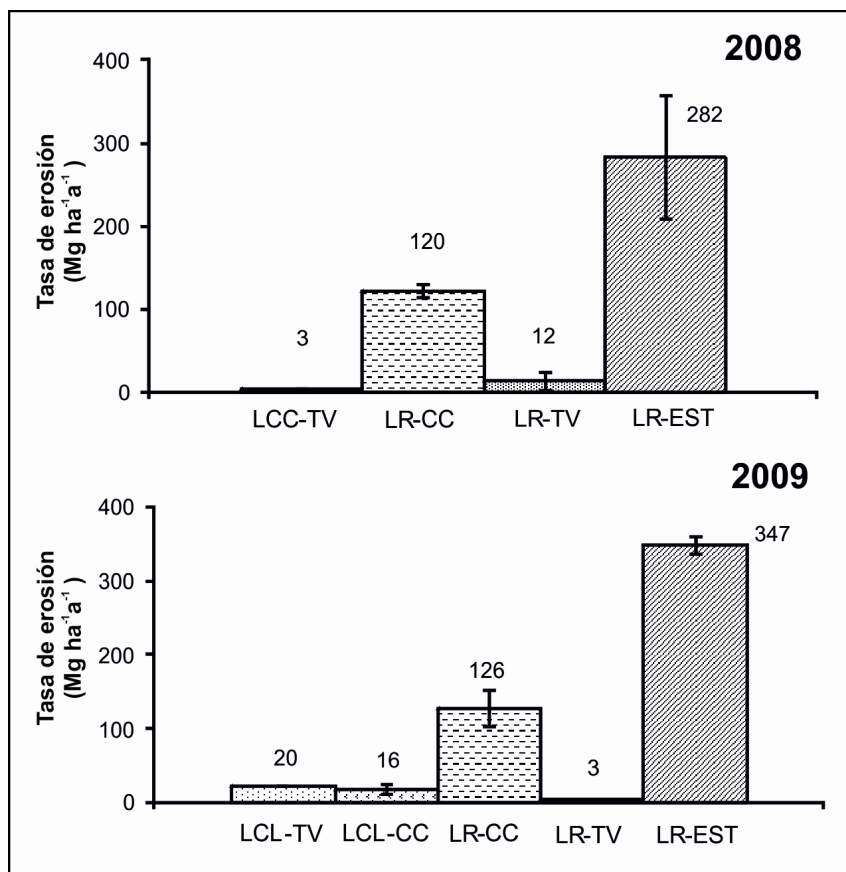


Figura 3.13. Tasa media de erosión anual por tratamiento y año de estudio. Las barras de error representan la desviación estándar. LCC-TV = ladera cóncava corta con tierra vegetal, LCL-TV = ladera cóncava larga con tierra vegetal, LCL-CC = ladera cóncava larga con coluvión carbonático, LR-CC = ladera recta con coluvión carbonático, LR-TV = ladera recta con tierra vegetal, LR-EST = ladera recta con estériles.

3.4.2.2. Evolución de los regueros

El desarrollo de los regueros fue diferente en las laderas rectas y en las cóncavas. En las laderas cóncavas se desarrolló una red de regueros en la parte superior, careciendo de regueros en la parte más tendida, la parte de abajo. La topografía recta permitió el desarrollo de una red de regueros a lo largo de toda la ladera. En ambos casos, el desarrollo de los regueros depende de las características de la cobertura superficial (figura 3.14).













	Antes de instalar las trampas de sedimento	Al final del primer año de estudio	Un año después de que el experimento acabase
Laderas cóncavas cortas/largas con tierra vegetal y coluvión carbonático			
Ladera recta con coluvión carbonático			
Ladera recta con tierra vegetal			
Ladera recta con estériles			

Figura 3.14. Fotografías mostrando la evolución geomorfológica y la colonización vegetal de los distintos tratamientos.

Formación de regueros en las laderas cóncavas

La ladera cóncava corta con tierra vegetal (LCC-TV) no desarrolló regueros durante el primer año, que fue más seco que el segundo. De hecho, este tratamiento resistió a las intensas lluvias del primer año ($1,6 \text{ mm h}^{-1}$), las cuales ocurrieron justo después de construir la escombrera experimental y extender las coberturas superficiales, pero antes de instalar las trampas de sedimento (6 de noviembre de 2008). Durante el segundo año, se formaron algunos regueros en la parte de mayor pendiente, en la parte superior, pero eran pequeños y desaparecían ladera abajo.

Durante el segundo año, ambas laderas cóncavas se comportaron de manera similar, con independencia del tipo de cobertura superficial: en la parte de mayor pendiente se formaron regueros que desaparecían ladera abajo. En la ladera cóncava larga con coluvión carbonático, los regueros eran discontinuos, con sección en forma de 'U' y una longitud media de 6 m. El volumen estimado de sedimento erosionado de estos regueros para los dos años de estudio fue de $1,4 \text{ m}^3$, ó $0,004 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$, si se tiene en cuenta que el área de drenaje de la ladera cóncava con coluvión era de 330 m^2 . En esta ladera no se observaron movimientos en masa, como coladas de barro (*mudflows*).

La densidad aparente calculada para el coluvión carbonático fue de $1,26 \text{ g cm}^{-3}$, por lo que la cantidad de sedimentos movilizados por erosión en regueros en la ladera cóncava larga con coluvión carbonático fue de 50 Mg ha^{-1} . Como se midieron el 80% de los regueros, la cantidad total por unidad de superficie fue de 63 Mg ha^{-1} . Para los dos años de seguimiento, la erosión medida en las trampas de sedimento en esta misma ladera fue de 16 Mg ha^{-1} . La cantidad de sedimento estimado de erosión en regueros es del mismo orden de magnitud que la medida en las parcelas abiertas para los dos años de seguimiento (figura 3.15).

Formación de regueros en las laderas rectas

La ladera recta con tierra vegetal (LR-TV) no desarrolló formas erosivas perceptibles durante los dos años de estudio. En la ladera recta cubierta con coluvión carbonático (LR-CC) se produjeron algunas coladas de barro el primer año, como consecuencia de las primeras e intensas lluvias que ocurrieron antes de que las trampas fuesen instaladas. También se formó una incipiente red de regueros. Después de esta evolución geomorfológica inicial, las parcelas

permanecieron bastante estables durante los dos años de seguimiento; sólo se produjeron pequeñas coladas de barro y algunos regueros. Al final de los dos años de estudio, los regueros eran discontinuos, con forma de 'U' y con una anchura media de 30 a 40 cm y profundidad de 10 cm. La longitud media de los regueros era de 7 m y el volumen de los regueros estimado de $0,4 \text{ m}^3$. El volumen estimado de sedimento 'retirado' por la erosión en regueros fue de $0,004 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$. Considerando su correspondiente densidad aparente ($1,27 \text{ g cm}^{-3}$), la cantidad de sedimentos erosionados estimada fue de 51 Mg ha^{-1} (para el 80% de los regueros), correspondiendo a un total de 64 Mg ha^{-1} (para el 100%). Esta tasa de erosión estimada es un orden de magnitud menor que la medida en las trampas de sedimento (246 Mg ha^{-1} para los dos años de estudio) (figura 3.15).

La ladera recta con estériles (LR-EST) desarrolló una red de regueros bien definida tras las primeras lluvias. Estos regueros eran más profundos y mucho más numerosos que los formados en el coluvión carbonático. Los regueros tenían de media 20 cm de ancho y una profundidad de entre 20 y 30 cm, con un máximo de 50 cm al final del primer año de estudio. En la base de la ladera se formaron pequeños conos aluviales. También se observó una progresiva desintegración de terrones de arenas existentes en la superficie de la ladera durante los dos años de estudio. Durante el segundo año de seguimiento, la erosión en regueros continuó, llegando a formarse cárcavas. Al final del segundo año de estudio, los regueros eran continuos, con sección transversal en forma de 'V', con una anchura y profundidad media de 45 cm y 25 cm respectivamente. También se midieron cárcavas con una anchura máxima de 200 cm y una profundidad máxima de 170 cm. La longitud de estos regueros era la misma que la de la ladera, 11 m. El volumen de sedimento estimado de la erosión por regueros fue de $4,75 \text{ m}^3$ y $0,045 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$, considerando la superficie del tratamiento, los valores mayores de todos los tratamientos (figura 3.15). El sedimento estimado que se erosionó en los regueros, calculado usando la densidad aparente de $1,41 \text{ g cm}^{-3}$, fue de 793 Mg ha^{-1} (considerando el 100% de los regueros). Este valor estimado es algo mayor que el medido en las trampas de sedimento (629 Mg ha^{-1} para los dos años de estudio).

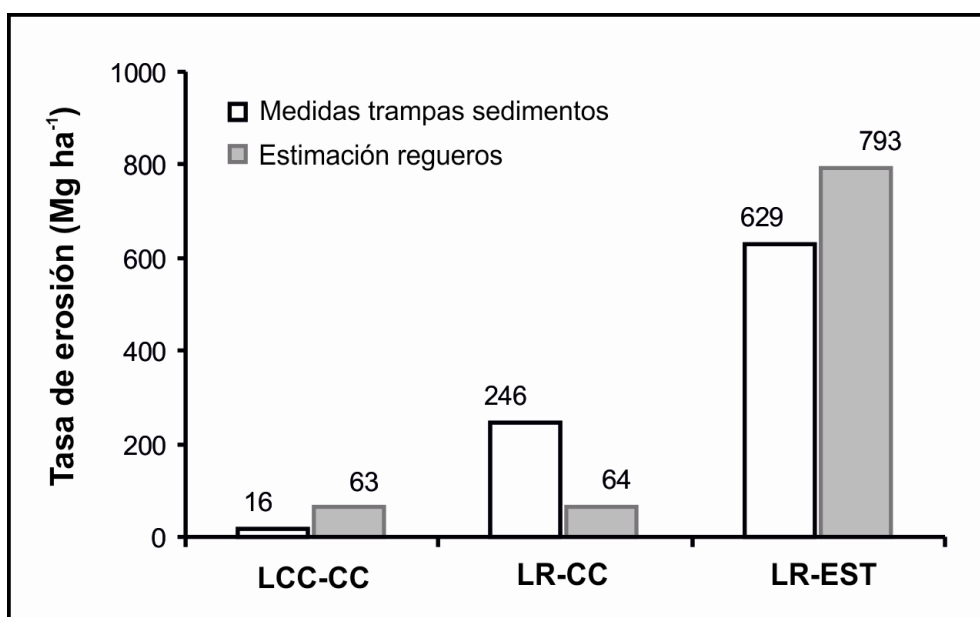


Figura 3.17. Comparación de la tasa medida de erosión registrada en las trampas de sedimento y estimada a partir de la cubicación de los regueros. Valores para los dos años de estudio. LCC-CC = ladera cóncava larga con coluvión carbonático, LR-CC = ladera recta con coluvión carbonático, LR-EST = ladera recta con estériles.

3.4.2.3. Composición y cobertura de la comunidad vegetal

Al inicio del experimento las parcelas carecían de vegetación totalmente. A medida que las parcelas evolucionaban geomorfológicamente, también ocurría la colonización vegetal. Las laderas cóncava y recta cubiertas con tierra vegetal tenían vegetación establecida la primavera del año 2009. En la segunda primavera (año 2010) la cobertura vegetal era del 30% en la ladera cóncava y del 50% en la ladera recta (tabla 3.3). La cobertura vegetal no era homogénea en la ladera cóncava, mientras que la ladera recta tenía una distribución uniforme de la vegetación. En la ladera cóncava, la cobertura vegetal era mayor en la parte más tendida que en la parte con mayor pendiente. No se observó establecimiento de la vegetación en las laderas con coluvión carbonático ni con estériles.

La tabla 3.8 muestra las especies vegetales identificadas en las laderas cóncava y recta cubiertas con tierra vegetal. También se han identificado plántulas de *Pinus halepensis* en ambas laderas, aunque son más abundantes en la ladera cóncava.

Tabla 3.8. Especies de plantas que han colonizado las laderas cubiertas con tierra vegetal.

Ladera cóncava con tierra vegetal	Ladera recta con tierra vegetal
Familia Compositae	
<i>Cuprina crupinastrum</i>	<i>Hieracium pilosella</i>
<i>Leucanthemum vulgare</i>	
Familia Euphorbiaceae	
<i>Euphorbia</i> sp.	<i>Euphorbia</i> sp.
Familia Gramineae (=Poaceae)	
<i>Arrhenatherum elatius</i>	<i>Brachypodium</i>
subsp. <i>bulbosum</i>	<i>phoenicoides</i>
<i>Festuca</i> gr. <i>rubra</i>	<i>Bromus erectus</i>
Familia Lamiaceae	
<i>Sideritis hirsuta</i>	<i>Thymus vulgaris</i>
Familia Leguminosae (=Fabaceae)	
<i>Coronilla repanda</i>	<i>Coronilla repanda</i>
<i>Genista scorpius</i>	<i>Lotus corniculatus</i>
<i>Medicago lupulina</i>	<i>Medicago lupulina</i>
Familia Liliaceae	
	<i>Aphyllanthes monspeliensis</i>
Familia Plantaginaceae	
<i>Plantago</i> sp.	
Familia Rosaceae	
<i>Filipendula vulgaris</i>	<i>Rosa</i> sp.
<i>Sanguisorba minor</i>	<i>Sanguisorba minor</i>
Familia Rubiaceae	
<i>Asperula montana</i>	
<i>Galium lucidum</i>	<i>Galium lucidum</i>
Familia Resedaceae	
	<i>Reseda alba</i>
	<i>Reseda phyteuma</i>

3.4.3. Producción de sedimentos en el interior de la mina El Machorro

El volumen total de sedimentos húmedos retenidos en las balsas y cunetas durante los dos años de estudio fue de 16.000 m³. Este volumen equivaldría a una cantidad total de sedimentos secos de 19.100 Mg. La tasa media de producción de sedimentos anual para la mina El Machorro es de 292 Mg ha⁻¹ año⁻¹, siendo 267 Mg ha⁻¹ año⁻¹ para el primer año de estudio y 316 Mg ha⁻¹ año⁻¹ para el segundo (ver tabla 3.9).

Tabla 3.9. Volumen y peso de sedimento retenido en cada balsa. También se muestra la producción de sedimentos para cada año de estudio.

Fecha vaciado balsa	Número balsa	Volumen sedimento y agua (m ³)	Volumen sedimento ¹ (m ³)	Peso sedimento ² (Mg)	Producción sedimentos mina (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)
nov-08	3	754	641	904	
ene-09	3, 5 y 7	1.600	1.400	1.900	
may-09	3	715	608	857	
jun-09	3	320	272	384	
jun-09	7	883	751	1.000	267
ago-09	3 y 5	1.600	1.400	2.000	
sep-09	4a y 4b	671	570	804	
oct-09	6	287	244	344	
	cunetas*	466	396	559	
nov-09	10**	3.300	2.800	4000	
abr-10	3 y 5	525	446	629	
ago-10	4a y 4b	270	230	324	
ago-10	5	1.100	936	1.300	
ago-10	6	460	391	551	316
ago-10	7	567	482	680	
oct-10	3	1.300	1.100	1.500	
oct-10	9	705	599	845	
	cunetas*	465	395	557	
TOTAL		16.000	13.700	19.100	583

¹ Se ha considera que el agua ocupa una media del 15% del volumen medido en los camiones (Lázaro Sanchez, con. pers.).

² El valor de densidad aparente usado para el cálculo del peso fue 1,41 g cm⁻³

*Para los dos años de estudio se retiró de las cunetas un volumen total de sedimentos de 913 m³, para los cálculos de producción de sedimentos anual se ha considerado que cada año se produjeron la mitad de estos sedimentos.

** La balsa número 10 comenzó a retener sedimentos en noviembre de 2009. El sedimento de esta balsa no es retirado para que constituya relleno del hueco de explotación, por lo que el valor de volumen es estimado.

3.5. Análisis de los resultados y discusión

3.5.1. Tasas de erosión de la escombrera experimental

Los resultados sugieren que el tipo de cobertura superficial controla más la pérdida de suelo en las laderas rectas que en las cóncavas. Esto se puede explicar porque las topografías rectas no tienen mecanismos para el control de flujos, mientras que las topografías cóncavas tienen la capacidad de almacenar sedimentos en la base de la ladera (Stefano *et al.*, 2000; Toy *et al.*, 2002). En las laderas rectas el control del flujo de sedimentos puede ser mejorado mediante el uso de distintos tipos de cobertura superficial. Los resultados coinciden con estudios previos; la tierra vegetal es la mejor cobertura superficial para el control de la erosión ya que posee una menor susceptibilidad a la erosión y mejores condiciones para el desarrollo del suelo y el

establecimiento de la vegetación que otras coberturas superficiales (Power *et al.*, 1981; Haigh, 2000; Kapolka y Dollhopf, 2001).

Durante el primer año de estudio, se observó una respuesta erosiva similar en las laderas con tierra vegetal, tanto rectas como cóncavas. Esto indica que, bajo condiciones favorables de suelo, el papel que juega la topografía no es tan relevante, siendo el sustrato el elemento que controla en mayor medida la generación de sedimentos. Durante el segundo año, se apreciaron algunas diferencias entre las laderas con tierra vegetal. Mientras que la tasa de erosión de la ladera recta con tierra vegetal (LR-TV) se redujo, la tasa de erosión de la ladera cóncava larga con tierra vegetal fue mayor que la de la ladera cóncava corta con tierra vegetal. El incremento de la tasa de erosión con la longitud de la cuenca o de la ladera, es una relación incorporada en los modelos de erosión más conocidos (RUSLE, por ejemplo), de manera no lineal. Por otro lado, numerosos autores que han trabajado en laderas de origen minero han comprobado una menor tasa de erosión en las laderas más cortas (Toy y Foster, 1998; Liu *et al.*, 2000; Toy *et al.*, 2002; Toy y Chuse, 2005).

Para interpretar los resultados obtenidos sobre el efecto de la topografía y de la cobertura superficial en el control de la erosión, conviene hacer algunas consideraciones relativas a las limitaciones que existen en la práctica minera para combinar el tipo de cobertura superficial y la topografía. La profundidad, uniformidad y cantidad de cobertura superficial viene determinada por las operaciones de restauración. En las laderas rectas, la cobertura superficial fue extendida sobre la superficie de la ladera mediante vertido directo, lo que permite obtener una capa homogénea y sin compactar. Sin embargo, en las laderas cóncavas el extendido de la cobertura superficial se hizo con un bulldozer que circulaba sobre la superficie compactando el material extendido (Barber y Romero, 1994; Chong y Cowser, 1997). La compactación reduce la capacidad de infiltración del suelo, acelerando la escorrentía y los procesos de erosión hídrica (Haigh y Sansom, 1999). El mayor espesor y porosidad de las laderas rectas con tierra vegetal, así como la mejor distribución espacial de la cobertura superficial, pueden explicar las menores tasas de erosión de las laderas rectas respecto a las cóncavas. Esto significa que el tipo de topografía afecta al espesor y calidad de la cobertura superficial en la restauración minera; es decir, que no son dos variables independientes (Hancock *et al.*, 2003; Priyashanta *et al.*, 2009) (ver tabla 3.10).

La comparación de los resultados de la ladera cóncava y la recta con coluvión carbonático sugiere que la topografía cóncava ayuda a reducir la pérdida de suelo, incluso aunque la ladera cóncava sea más larga que la recta y a pesar de que la ladera cóncava había sido recientemente reconstruida.

Con el objetivo de evaluar la validez de las medidas de erosión realizadas en las parcelas abiertas, es importante tener en cuenta que para las laderas rectas, a pesar de que las parcelas fueran abiertas, su longitud y área de drenaje tenían un tamaño similar. Por esta razón, se considera que transformar la erosión en unidades de masa por superficie y comparar los resultados de distintas parcelas es correcto. Sin embargo, las laderas cóncavas largas tenían parcelas abiertas de mayor longitud, lo que significa un área de drenaje mayor e implica un mayor poder erosivo por concentración de la escorrentía. Pero por otro lado, el hecho de que se trate de laderas cóncavas implica una reducción de la energía ladera abajo y por tanto de la erosividad. Aunque ambos efectos no pueden separarse ni cuantificarse por separado, puede considerarse que la transformación de la erosión en peso por unidad de superficie y su comparación con los resultados obtenidos en las laderas rectas, tiene una evidente incertidumbre.

Tabla 3.10. Características de las laderas cóncavas y rectas relacionadas con el control de la erosión, el desarrollo y evolución de los regueros y el establecimiento de la vegetación.

Perfil topográfico	Control de la escorrentía	Control de la erosión	Cobertura superficial	Colonización natural de la vegetación
Ladera cóncava	El tamaño de la cuenca y la escorrentía aumentan ladera abajo, mientras que la pendiente disminuye. Reducción de la energía ladera abajo.	Los sedimentos se acumulan en la parte baja, de menor pendiente, de la ladera.	↑ Compactación ↓ Espesor Distribución heterogénea	Distribución heterogénea. Más dificultades para la colonización vegetal en la parte de mayor pendiente que en la parte tendida de la ladera.
Ladera recta	El tamaño de la cuenca y la escorrentía aumentan ladera abajo, mientras que la pendiente es constante. Aumento de la energía ladera abajo.	Ninguno	↓ Compactación ↑ Espesor Distribución homogénea	Distribución homogénea

3.5.2. Evolución de los regueros

En este experimento, el desarrollo y evolución de los regueros en las laderas rectas mostraron claras diferencias dependiendo del tipo de cobertura superficial. Mientras que sobre la tierra vegetal (LR-TV) no se formaron regueros, una red de regueros bien desarrollada se formó sobre los estériles (LR-EST), y unos pocos regueros y coladas de barro se produjeron sobre el coluvión carbonático (LR-CC).

Este comportamiento geomorfológico tan diferente apoya la idea de que la cobertura superficial es dominante en el control de los procesos erosivos en las laderas rectas. La tierra vegetal (*topsoil*) resiste a la erosión (Sawastky *et al.*, 1996), por su alta permeabilidad, que hace disminuir la escorrentía y por tanto, la denudación del suelo o el movimiento de partículas (Nicolau, 2002; Haigh y Samson, 1999).

Por otro lado, la erosión en regueros es muy común en los estériles, debido a que su densidad aparente facilita la escorrentía superficial (Soulliere y Toy, 1986; Porta *et al.*, 1989; Nicolau, 2002; Moreno de las Heras *et al.*, 2010). Dos factores más que favorecen la formación de regueros en los estériles se observaron en este caso: el bajo porcentaje de fragmentos rocosos y la textura arenosa (Quansah, 1981; Porta *et al.*, 1989), como puede verse en la tabla 3.3.

De forma general, los regueros crecen por incisión y por caídas de las paredes (Nicolau, 2002). Las diferentes secciones observadas —en forma de ‘V’ y en forma de ‘U’— y los distintos tamaños medidos en el campo se explican como una consecuencia de las características de las distintas coberturas superficiales. Los regueros desarrollados en los estériles eran más grandes y tenían forma de ‘V’. Esto probablemente se deba a la textura arenosa de los estériles y a su baja cohesión, que favorecen la incisión y el colapso de las paredes de los regueros, produciendo un ensanchamiento de los mismos. Los regueros desarrollados en el coluvión carbonático eran más pequeños y tenían forma de ‘U’. Esto puede ser interpretado como resultado de la mayor cohesión del coluvión carbonático, debida al menor contenido en arena y mayor contenido en limo que los estériles. Además, el coluvión carbonático tenía mayor rugosidad superficial (debido a la abundancia de los fragmentos de roca), lo que también pudo contribuir a un menor desarrollo de regueros. La rugosidad frena la escorrentía superficial, ya que el agua se acumula en la superficie, aumentando la rugosidad hidráulica que reduce la tensión de corte

(*shear stress*) del flujo (Darboux *et al.*, 2001; Darboux *et al.*, 2002; Toy *et al.*, 2002; Gómez y Nearing, 2005).

Las tasas de erosión obtenidas mediante el método de la cubicación de los regueros y las medidas en las trampas de sedimentos muestran valores diferentes, como parece lógico. Existen varios factores a tener en cuenta para la interpretación de estos resultados. La erosión estimada a partir de la cubicación de los regueros únicamente representa la erosión en regueros, mientras que las trampas de sedimento retienen los materiales erosionados por todos los procesos erosivos: erosión en regueros y cárcavas (*rill y gully erosion*); erosión inter-regueros (*inter-rill erosion*) y sedimentos movilizados por procesos de movimientos en masa (*mudflows*, por ejemplo). Por otro lado, la cubicación de los regueros tiene algunas limitaciones, ya que no se representa exactamente su morfología, sino que se usan valores medios, por lo que esta aproximación debe tomarse como una estimación. Finalmente, es necesario tener en cuenta la capacidad de retención de sedimentos de las trampas. De acuerdo con Robichaud y Brown (2002) la cantidad total de sedimentos erosionados en los tratamientos pueden ser entre un 2% y un 32% mayores del valor registrado en las trampas de sedimento. Se podría esperar entonces que la estimación de la erosión a partir de la cubicación de los regueros podría ser menor que la medida en las trampas de sedimento.

Para la ladera recta con coluvión carbonático (LR-CC) la cantidad de sedimentos estimado a partir de la cubicación de los regueros fue un orden de magnitud menor (74%) que la erosión medida en las trampas de sedimento (64 Mg ha⁻¹ y 246 Mg ha⁻¹, respectivamente, ver figura 6). Esta diferencia explicarse por el hecho de que en esta ladera se produjeron pequeñas coladas de barro (*mudflows*). Para la ladera recta con estériles (LR-EST), la estimación a partir de los regueros fue 164 Mg ha⁻¹ (21%) mayor que la tasa de erosión medida en las trampas. En este caso, la diferencia puede explicarse por la formación de pequeños conos aluviales al pie de la ladera y porque en algunos casos, los sedimentos desbordaron las trampas. Para la ladera cóncava larga con coluvión carbonático (LCL-CC) la diferencia entre los dos valores fue de 43 Mg ha⁻¹, siendo 75% mayor la erosión estimada a partir de los regueros. Esto probablemente se debió a que parte de los sedimentos erosionados en los regueros se depositaron en la ladera y no alcanzaron las trampas de sedimentos y por tanto no fueron registrados.

3.5.3. Composición y cobertura de la comunidad vegetal

El papel de la cobertura vegetal en el control de la erosión es bien conocido. En ambientes mediterráneos diversos autores han observado una drástica reducción de las tasas de erosión cuando la cobertura vegetal supera el 30% (Thornes, 2004; de Luís *et al.*, 2001; Gimeno-García *et al.*, 2007). En laderas construidas por el hombre hay pruebas de que el cubrimiento del 50% de la superficie del suelo con vegetación herbácea es muy efectivo para su estabilización. Andres y Jorba (2000), Loch (2000) y Moreno de las Heras *et al.* (2009) confirmaron empíricamente la drástica reducción de la erosión con un 30% de cobertura vegetal en laderas construidas derivadas de la restauración minera en el centro de España. Ellos recomiendan en la práctica el objetivo de alcanzar un 50% de cobertura vegetal.

El establecimiento de la vegetación tuvo un patrón diferente en la ladera cóncava y en la recta. El perfil topográfico recto permitió una mayor y más homogénea cobertura vegetal. Esto pudo ser debido al hecho de que la ladera recta tenía una capa de tierra vegetal de mayor espesor, era más homogénea y estaba menos compactada que la ladera cóncava. A su vez, la mayor y más continua cobertura vegetal en la ladera recta puede también explicar por qué esta ladera tuvo una menor erosión que la ladera cóncava.

En el perfil topográfico cóncavo el establecimiento de la vegetación fue mayor en la parte de menor pendiente (pie de la ladera) que en la de alta pendiente (cabecera). En este perfil, como ya se ha indicado, a medida que el tamaño de cuenca y la escorrentía aumentan, la pendiente disminuye, produciendo una reducción de la energía de la escorrentía (Toy y Foster, 1998; Toy *et al.*, 2002; Hancock *et al.*, 2003). Este proceso puede ayudar a la infiltración del agua en la parte baja de la ladera cóncava, por lo que en esta parte habría mejores condiciones para el establecimiento de la vegetación.

El tipo de topografía impone, en la práctica, algunas limitaciones en el establecimiento de la vegetación en laderas restauradas, por lo que son dos variables interdependientes.

3.5.4. Producción de sedimentos en el interior de la mina El Machorro

La cantidad de sedimentos por hectárea y año registrada en las balsas (producción de sedimentos o *sediment yield*) es similar a los valores obtenidos en la escombrera experimental para la ladera recta con estériles.

En el interior de la mina, las principales fuentes de sedimentos son: escombreras de estériles en construcción sobre las que se desarrollan cárcavas de grandes dimensiones (ver figura 3.5 en el epígrafe 3.2); cunetas que sufren fenómenos de encajamiento y taludes de explotación. Se trata de superficies abiertas en el proceso de extracción del mineral y de apilamiento de materiales extraídos (estériles), sin desarrollo edáfico ni de vegetación (características representadas en la ladera recta con estériles de la escombrera experimental), por lo que su susceptibilidad a la erosión es muy elevada.

La sedimentación interna de parte de estos materiales movilizados es también importante, ya que limita la llegada de sedimentos a las balsas de decantación. En ocasiones se depositan en bermas u otras irregularidades del terreno y, con frecuencia, se depositan a pie de las escombreras formando conos aluviales como se observaba en la figura 3.5 (epígrafe 3.2). Es decir, la erosión en el interior de la mina debe ser, a todas luces, superior a la registrada en las balsas.

Por otro lado, es necesario hacer una reflexión sobre la producción de sedimentos de la mina. En este caso, la ‘producción de sedimentos’ calculada se refiere a los sedimentos generados en el interior del propio hueco, pero retenidos en el interior de la mina, siendo principalmente sedimentos transportados como carga de fondo y otros en suspensión que decantan y quedan retenidos en las balsas. Por lo que, de los sedimentos que llegan a las balsas, sólo una pequeña parte de sólidos en suspensión, saldrían al exterior. En este caso, los sedimentos retenidos en las balsas no contribuirían al balance de movimiento de sedimentos de todo el contexto regional.

Por otro lado, cabe preguntarse por la cantidad de sedimentos en suspensión que son realmente emitidos y los efectos que estos pueden tener aguas abajo de la mina (*off-site effects*). A fin de comprobar con precisión este extremo se ha comenzado a instalar una red de seguimiento de sedimentos en suspensión del Alto Tajo (ver capítulo 6).

Finalmente, la emisión *cuasi* cero de agua y sedimentos desde la mina El Machorro a los cauces naturales, supone también un cambio respecto a las condiciones anteriores a la actividad minera, puesto que en la actualidad el área minada se encuentra hidrológicamente “desconectada” del sistema natural. Se trata de una medida de seguridad —habitual en minería— para evitar el riesgo de emisiones descontroladas que pudieran afectar negativamente al medio acuático natural aguas abajo de la mina.

Sin embargo, la experiencia adquirida en este trabajo de tesis doctoral y en otros proyectos realizados por nuestro equipo de investigación, nos lleva a considerar que la restauración de la cantera será realmente efectiva cuando se pueda volver a conectar hidrológicamente la superficie restaurada con los cauces naturales.

3.5.5. *Restauración geomorfológica adaptada a las minas de caolín del Alto Tajo*

En paralelo a la elaboración de esta tesis, dentro de nuestro grupo de investigación y en colaboración con la empresa minera CAOBAR, se ha trabajado en desarrollar una solución de restauración *ad hoc* para las grandes minas de ladera del Alto Tajo. Si bien los objetivos centrales de la tesis han ido más dirigidos a identificar y cuantificar las fuentes de sedimento, lo cierto es que ello se inscribe en un contexto de “problema hidrológico”, y como tal, lo que aquí se describe es precisamente una solución a dicho problema.

El origen del desarrollo de este método *ad hoc* fue precisamente el seguimiento de la escombrera experimental de El Machorro, que demostró cómo modificaciones en la topografía y sustrato permitían reducir la erosión en las escombreras de este entorno. Este experimento nos hizo pensar en soluciones a mayor escala, con la idea de mejorar las prácticas de restauración basadas en la construcción de escombreras con sistemas talud-berma.

La asistencia al curso *Geomorphic Reclamation & Natural Stream Design at Coal Mines*, desarrollado del 28 al 30 de abril de 2009 en Bristol, Virginia (Estados Unidos), nos permitió conocer un método de restauración específicamente geomorfológico (GeoFluvTM) y el *software* (Natural Regrade) que lo implementa. Este método y software desarrollados por Carlson y Nicholas Bugosh (Bugosh, 2004, 2006), parecían adecuados para su aplicación en el Alto Tajo. Durante una posterior estancia con Nicholas Bugosh, creador

del método, en el verano de 2010, se siguió adquiriendo el conocimiento necesario.

Este método fue adaptado específicamente a este entorno. La solución propuesta, y ya ejecutada en una subcuenca de la mina El Machorro (figura 3.18), consiste en reconstruir geomorfológicamente unas laderas donde, durante la fase de explotación, se situaban las plazas mineras, cubriendo sólo parcialmente los frentes de explotación. Se trata de reconstruir “bases de laderas coluviales”, las cuales se encuentran surcadas, o llevan impresas, unas redes de drenaje “coluviales”, (Montgomery y Buffington, 1997). Estas redes de drenaje “coluviales” siguen la máxima pendiente y tienen trazados zig-zagueantes (en definitiva, muy similares a las laderas coluviales de todo este entorno). Al final de estas redes de drenaje se construyen unos diques de tierra a modo de balsas de control de la sedimentación, los cuales, una vez estabilizadas las laderas restauradas, se habrán de eliminar. De este modo se conectarán hidrológicamente las superficies restauradas con su entorno. En definitiva, tras la restauración, los canales del interior de lo que una vez fueron zonas mineras (supuesta la restauración) emitirán a su entorno unos valores de escorrentía y sedimentos que deberían ser equivalentes a los de los canales coluviales del entorno (lo cual en todo caso se monitorizará).

En este modelo hay varios elementos clave, tales como reproducir densidades de drenaje que demuestren ser estables, así como canales que tienen la misma anchura, profundidad y morfología de sus secciones (ya sean *bankfull* o llanuras inundables) que los canales de la red fluvial natural. De este modo, los canales restaurados responderán de la misma manera que lo hacen los naturales existentes en el entorno, en respuesta a distintos eventos de magnitud y frecuencia de caudales (eventos ordinarios o extraordinarios). De este modo, el balance dinámico entre las zonas de erosión y sedimentación dentro de las zonas restauradas prevendrá de una degradación erosiva a largo plazo. Y simultáneamente, la vegetación y los hábitats de un entorno caracterizado por su alto valor ecológico y paisajístico, se mejorarán.

Finalmente, lo más original de esta solución *ad hoc* es la propuesta para los frentes de explotación que quedan “descubiertos”. Esto se debe a que no es posible reconstruir las laderas originales por dos motivos: (1) en primer lugar, porque no hay material suficiente, como resultado de la actividad minera: (2) y en segundo lugar, porque, de haberlo, y ser posible reconstruir el perfil original de las laderas, al reconstruir las laderas con materiales no consolidados

(estériles mineros), éstas serían geomorfológicamente muy inestables, dado que las laderas de este entorno son geomorfológicamente estables debido al grado de consolidación del sustrato. De hecho, este error se cometió ya en la minería de los Apalaches, y está profusamente descrito en la literatura (Brenner, 1985; Bell *et al.*, 1989; Zipper *et al.*, 1989). En definitiva, una vez explotadas las laderas es inevitable que queden frentes de explotación expuestos.

Nuestra propuesta es que en ellos se remodelen “formas erosivas” (por extraño que parezca), las cuales, a modo de cárcavas muy verticales, o saltos de agua, conectarían la parte de las laderas naturales situadas por encima del frente de explotación con las superficies restauradas (laderas con canales coluviales). Dada la verticalidad de los frentes, su alto grado de consolidación y su protección por una montera superior de rocas calizas, se ha comprobado que la erosión hídrica en los mismos es muy lenta. En todo caso, aunque originalmente se conectan hidrológicamente, también se prevé la construcción de un surco de retención de estos materiales al pie del antiguo frente de explotación, situación que se ha comprobado como exitosa en contextos muy similares (Martín Duque *et al.*, 2010).

La figura 3.18 muestra ya un ejemplo demostrativo de restauración geomorfológica de este entorno, ejecutado en septiembre de 2012, como se ha mencionado, en el seno de nuestro grupo de investigación y en paralelo al desarrollo de la tesis.

En resumen, se trata de reconstruir formas del terreno similares a las que se desarrollan de forma natural para este entorno, en función de su clima, sustrato, suelos y vegetación. Y todo ello como propuesta de mejora a los métodos de restauración existentes, consistentes en terrazas. Éstas, si bien son estables en localizaciones concretas (por ejemplo en un sector del Machorro), lo cierto es que no lo son en muchos otros (mina Santa Engracia, y sectores de las minas El Machorro, María José y Nuria).

Un aspecto clave de esta propuesta es que no requiere mantenimiento a largo plazo de las superficies restauradas, dado que éstas consisten en formas que están en equilibrio hidrológico con el entorno.



Figura 3.18 Vista general de la subcuenca de la mina El Machorro restaurada con principios geomorfológicos. Imagen superior, nada más reconstruirse, en octubre de 2012. Imagen inferior, con nieve, en enero de 2013.

3.6. Conclusiones

Este capítulo muestra la respuesta a la erosión hídrica de escombreras en distintas fases de restauración (en construcción o ya restauradas) que pueden encontrarse en una mina activa en el Alto Tajo. Los estériles arenosos, son los que, sin duda, tienen mayor erosión, siendo casi el doble que la erosión del coluvión carbonático y un orden de magnitud mayor que la tierra vegetal. Además, se ha observado que en el interior de la mina en conjunto la producción de sedimento puede ser elevada y los trabajos de mantenimiento costosos.

3.6.1. *Escombrera experimental*

Aunque el experimento no tiene un diseño factorial completo (*fully crossed design*) porque carece de la ladera cóncava con estériles, se han podido establecer algunas relaciones entre los efectos de la topografía y la cobertura superficial y la erosión.

Cuando la cobertura superficial aplicada era tierra vegetal, el papel de la topografía en el control de la erosión no fue tan evidente. La mayor vulnerabilidad de las laderas rectas a la erosión puede ser compensada, en parte, por el uso de una cobertura superficial con buenas características edáficas. El vertido directo de la cobertura superficial en las laderas rectas, como fueron construidas en este caso, permite mayor espesor y menor compactación respecto al extendido con bulldozer en las laderas cóncavas, donde la capa de cobertura superficial es de menor espesor y está más compactada. Por ello, la topografía y el tipo de cobertura superficial no son dos variables que puedan ser manejadas de manera independiente en la práctica de la restauración minera.

El efecto de la topografía (recta o cóncava) en el control de la erosión fue más importante cuando las laderas estaban cubiertas por coluvión carbonático. Sin la aplicación de tierra vegetal, la ladera cóncava tuvo una menor tasa de erosión que la ladera recta, al depositarse el sedimento erosionado en la base de la ladera, reduciéndose así la emisión de sedimentos. Por esta razón, la construcción de laderas cóncavas es aconsejable cuando no se dispone de tierra vegetal.

La relación entre el establecimiento de la vegetación y la topografía es compleja. La colonización natural de la vegetación fue mayor y más homogénea en la ladera recta que en la cóncava. Por otro lado, el establecimiento de la vegetación en la parte de mayor pendiente de la ladera cóncava fue muy limitado. La parte baja de las laderas cóncavas posee condiciones más favorables para el crecimiento de la vegetación.

Las tres actividades principales relacionadas con la restauración minera: la reconstrucción topográfica, el manejo de la cobertura superficial y el establecimiento de la vegetación, no operan de forma independiente en la reducción de la erosión. Este estudio sugiere que el debate entre el manejo de la topografía y la cobertura superficial y sus relaciones con la vegetación, debe abordarse desde una aproximación sistémica. Las principales soluciones de compromiso a considerar son: (a) la tierra vegetal puede contribuir al éxito de la restauración minera con independencia de la topografía; (b) el manejo de la topografía creando laderas cóncavas puede contribuir al éxito de la restauración cuando el uso de la tierra vegetal es limitado; (c) la tierra vegetal y la topografía determinan las condiciones iniciales para el establecimiento de la vegetación.

3.6.2. *Producción de sedimentos en el interior de la mina*

La tasa de producción de sedimento para toda la superficie minera es similar a los valores obtenidos en la escombrera experimental con estériles, con valores entorno a los 300 Mg ha⁻¹año⁻¹.

El mantenimiento del sistema de drenaje de la mina (limpieza de cunetas y zanjas) así como de las balsas de decantación es obligatorio para un modelo de restauración 'tradicional' basado en la construcción de topografías aterrazadas, tipo talud-berma. Este mantenimiento es el que permite el buen funcionamiento del sistema de restauración, reduciendo el riesgo de colmatación y rebose de las balsas y por tanto de la emisión de sedimentos.

3.6.3. Conclusiones sobre la reducción de la erosión en el interior de las minas activas

De acuerdo con los resultados de la escombrera experimental, parece claro que el hecho de recubrir las escombreras construidas con estériles con una cobertura superficial (tierra vegetal o coluvión carbonático), lo antes posible, reduciría enormemente la producción de sedimentos en el interior de la mina y también la llegada de sedimentos a las balsas.

En definitiva, este experimento ha puesto de manifiesto cómo el manejo adecuado de la topografía y cobertura superficial ayuda a reducir la erosión y al mismo tiempo los costes derivados del mantenimiento del sistema de drenaje y las balsas de decantación, así como de las escombreras con sistema talud-berma, donde es común, a largo plazo, la formación de cárcavas y regueros. Es decir, una reducción en la erosión en el interior de la mina se traduciría también en una reducción de los costes de mantenimiento.

Finalmente, como se ha expuesto, paralelamente a los trabajos aquí descritos, se ha obtenido un método de restauración que mejora notablemente este método tradicional (sistema talud-berma), el cual ha sido adaptado para las características de las minas de ladera del Alto Tajo.

Capítulo 4

LAS CÁRCAVAS COMO FUENTE DE SEDIMENTO

El caso de la cárcava de Ribagorda



Vista general de la Cárcava de Ribagorda
(Foto: Cristina Martín Moreno, Junio 2012)

En el capítulo anterior se ha estudiado la respuesta erosiva de escombreras con distintos tipos de acabado y se ha calculado la tasa de producción de sedimentos para la mina El Machorro, habiéndose considerado a las minas como un sistema con procesos erosivos intensos, los cuales pueden reducirse mediante acciones de restauración que controlen la erosión y la sedimentación. Este capítulo recoge el estudio realizado en la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda, donde se ha cuantificado la producción de sedimentos de una cárcava que, *a priori*, tiene un origen “natural”, y representa otro sistema con procesos erosivos intensos, considerado una importante fuente de sedimentos en este entorno.

Resumen

La cárcava de Ribagorda se sitúa en la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda, tributario del río Tajo (Término Municipal de Peralejos de las Truchas, Guadalajara). Esta cárcava, constituida principalmente por un sustrato de arenas silíceas, es la principal fuente de sedimentos de esta cuenca. El objetivo principal de este estudio ha sido la cuantificación de la producción de sedimentos de la cárcava.

Para ello se ha realizado un seguimiento, durante cinco años naturales, del relleno de tres diques de corrección hidrológica construidos inmediatamente aguas abajo de la mencionada cárcava. Adicionalmente, se han descrito las facies sedimentarias de los materiales retenidos en los diques. La descripción vertical de las facies se realizó en tres calicatas donde también se tomaron muestras para el cálculo de la densidad aparente y la textura. Finalmente, mediante el cálculo del volumen de sedimentos evacuados de la cárcava, desde su formación, y comparando este volumen con el volumen de sedimentos retenidos en los diques durante los cinco años, se ha estimado la edad de la cárcava.

Los sedimentos retenidos en los diques poseen una textura arenosa y una densidad aparente media de $1,13 \text{ g cm}^{-3}$. Se ha identificado una asociación de facies granodegreciente con gravas matriz soportadas en la base y sedimentos de tamaño limo o arcilla a techo, facies típicas de un sistema fluvial o cono aluvial. La tasa de producción de sedimentos media, obtenida, ha sido de $121 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$, habiéndose registrado una tasa anual máxima de $245 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$ y una mínima de $62,6 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$. La antigüedad estimada de la

cárcava es de 1.780 años. Estos resultados indican una alta actividad erosiva en esta cárcava y apoyan la hipótesis de que las cárcavas pueden ser una importante fuente de sedimentos en el Parque Natural del Alto Tajo.

Abstract

The Ribagorda gully is located in the Virgen de Ribagorda stream watershed, a Tagus river tributary (Peralejos de las Truchas, Guadalajara). This gully, developed on silica sands, is the main source of sediments of this watershed. The main objective of this study was the quantification of the Ribagorda gully sediment yield.

To quantify the sediment yield, three check dams located immediately downstream of the gully were monitored during five years. In addition, the sedimentary facies of the sediments trapped in the check dams were described. Three trenches were dug in the first check dam to describe the vertical facies of sediment trapped. Samples were also taken to analyze sediment texture and bulk density. Calculation of the age of the gully was based on the total calculated volume of sediment eroded from the gully and comparing it with the volume of sediment trapped in the check dams during five years.

Sediment trapped in the check dams is sandy with a bulk density of 1.13 g cm^{-3} and normally graded - matrix supported gravels at the base with overlying silt and clayss, a typical facies of fluvial systems or alluvial fans. The average sediment yield was 121, the maximum 245 Mg and the minimum $62.6 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$. The estimated age of the gully is 1780 years BP. These results show a high erosive activity in this gully, support the concept that natural gullies are a significant source of sediment in the Upper Tagus Natural Park.

4.1. Introducción

4.1.1. *Antecedentes sobre estudios de erosión en cárcavas y diques de corrección hidrológica*

Existen distintas definiciones para el término ‘cárcava’ (*gully*) coincidiendo todas ellas en que se trata de canales de drenaje que transmiten flujos efímeros, pero que difieren en la descripción de la morfología (ver FAO, 1965; Bryce, 1966; Fairbridge, 1968; Torri y Borselli, 2003). Estas definiciones se centran principalmente en marcar las diferencias entre regueros (*rills*) y cárcavas o barrancos (*gullies*). La definición que mejor se adapta al tipo de cárcavas existentes en el Alto Tajo es la propuesta por Bryce (1966) (p. 290) *"canales de drenaje, en general de formación reciente, que transmiten flujos efímeros, tienen paredes verticalizadas, perfiles longitudinales de pendiente elevada, cabecera vertical, anchura mayor de 30 cm y profundidad mayor de 60 cm"*.

Por otro lado, en ocasiones, la diferencia entre cárcava (*gully*) y *badland* no está clara. Así, el término en inglés *badland* (aceptado de forma general en Geomorfología) puede intercambiarse tanto por el término ‘cárcava’, como por los términos ‘paisaje de cárcavas’ o ‘paisaje abarrancado’ (García-Ruiz y López-Bermúdez, 2009). Fairbridge (1968) define los *badlands* como zonas de alta densidad de drenaje con laderas cortas de elevada pendiente, con interfluvios estrechos que normalmente terminan de manera abrupta en pequeños piedemontes y que habitualmente carecen completamente de vegetación. La cárcava de Ribagorda podría por tanto considerarse también un *badland* de poca extensión, ya que en su interior pueden reconocerse una densa red arborescente de regueros y barrancos, e interfluvios afilados (ver figura 4.1).

Según Campbell (1997) existen dos tipos de cárcavas atendiendo a su posición fisiográfica: las cárcavas de fondo de valle y las cárcavas de ladera, la cárcava de Ribagorda se incluiría en el grupo de cárcavas de ladera.



Figura 4.1. Fotografías del interior de la cárcava de Ribagorda.

La erosión en *badlands* y cárcavas (*gullies*) es mayor que en las áreas de su entorno (Nadal-Romero *et al.*, 2011). Son consideradas formas o terrenos donde la degradación del suelo por erosión hídrica es más intensa, dando lugar a paisajes espectaculares (Fairbridge, 1968).

El desarrollo y evolución de las cárcavas está condicionado tanto por la litología y la carencia de la protección de la cubierta vegetal como por las características climáticas (Bryan y Yair, 1982; Kasanin-Grubin y Bryan, 2007). Así, algunas de las zonas de *badlands* más extensas a nivel mundial se sitúan en regiones donde existen fuertes cambios estacionales, con importantes variaciones en la humedad y la temperatura (Kasanin-Grubin y Bryan, 2007). Atendiendo a esto, la región mediterránea, donde son frecuentes las lluvias intensas y de corta duración, y las variaciones en la temperatura, son regiones propensas al desarrollo de estas formas, como recogen Nadal-Romero *et al.* (2011) y Poesen *et al.* (2006). En lo que a litología se refiere, las cárcavas se desarrollan principalmente en margas y rocas arcillosas (Nadal-Romero *et al.*, 2011) siendo muy escasas en litologías arenosas a nivel mundial (Lucía *et al.*, 2012).

Distintos autores han estudiado los procesos de erosión ocurridos en cárcavas, estimando tasas de producción de sedimentos (*sediment yield*) con distintos métodos. En la actualidad, los datos referentes a producción de sedimentos en *badlands* están aumentando, siendo además datos de mejor calidad (Nadal-Romero *et al.*, 2011). Nadal-Romero *et al.* (2011) llevan a cabo una amplia recopilación de estudios realizados en *badlands*, centrándose en la región mediterránea. Otra recopilación a destacar es la realizada por Bryan y Yair (1982), al tratarse de los primeros estudios realizados en *badlands* publicados. En España podemos encontrar los trabajos de: Benito *et al.* (1992) y Sirvent *et al.* (1997) realizados en la zona central de la cuenca del Ebro; Cerdá-Bolinches y Payá-Serrano (1995) en Valencia; Campo *et al.* (2007), Desir y Marín (2007) y Desir y Marín (2009), en las Bardenas Reales, Navarra; Cantón *et al.* (2001a), Cantón *et al.* (2001b) y Cantón *et al.* (2003) en Almería; Lucía *et al.* (2012) y Lucía *et al.* (2013) en Segovia, centro peninsular; Schnabel *et al.* (1999), Gómez Gutiérrez *et al.* (2009a) y Gómez Gutiérrez *et al.* (2009b) en Extremadura; siendo los más numerosos los desarrollados en los Pirineos españoles: Regüés *et al.* (2000), Gallart *et al.* (2002), Martínez-Casasnovas *et al.* (2003), García-Ruiz *et al.* (2004), Beguería *et al.* (2007), Nadal-Romero *et al.* (2008a), Nadal-Romero *et al.* (2008b), López-Tarazón *et al.* (2009), Regüés

et al. (2009), Nadal-Romero y Regüés (2010) y Regüés y Nadal-Romero (2012).

Las cuencas donde existen cárcavas o *badlands* son frecuentemente consideradas zonas degradadas, en las cuales, según algunos autores, debería de actuarse para reducir los procesos erosivos y la pérdida de suelo (TRAGSA, 1998; Almorox Alonso *et al.*, 2010; Cantón *et al.*, 2011). En muchos casos se ha tratado de corregir o controlar la erosión en estas zonas mediante actuaciones de corrección hidrológica (TRAGSA, 1998; Rodríguez *et al.*, 2005; Castillo *et al.*, 2007; Conesa García y García Lorenzo, 2007a). Sin embargo, desde nuestro punto de vista, es necesario un análisis más global del fenómeno, dado que muchas de estas formas pueden tener un origen natural, y formar parte, por tanto de sistemas dinámicos que no son producto de una degradación territorial.

En el caso de que se adopte un enfoque de “lucha contra la erosión”, una de las principales herramientas de “corrección hidrológica” es la construcción de obras transversales; más concretamente, la construcción de pequeños diques de gaviones o mampostería, denominados habitualmente como diques de corrección hidrológica o diques de retención (Conesa García y García Lorenzo, 2007a; Romero-Díaz, 2007). Estos diques ayudan a estabilizar las laderas, a controlar los procesos en el lecho y las márgenes de canales, así como a rectificar la pendiente del canal; en algunos casos, pueden favorecer la recarga de acuíferos o reducir caudales de avenida. Todas estas funciones, además, reducen la incorporación de caudales sólidos a la corriente (TRAGSA, 1998; Conesa García y García Lorenzo, 2007a; Romero-Díaz, 2007).

Sin embargo, la construcción de diques de corrección hidrológica también trae consigo una serie de modificaciones geomorfológicas, así como otros efectos en los cauces, como el descenso de la pendiente aguas arriba, el incremento de la relación anchura profundidad, el descenso del diámetro de las partículas transportadas como carga de fondo, el aumento de la erosión aguas abajo del dique o variaciones del caudal pico (Rosgen, 1994; Brandt, 2000; Conesa García y García Lorenzo, 2007a; García-Ruiz y Puigdefábregas, 1985).

Desde un punto de vista de los estudios geomorfológicos y sobre erosión, lo cierto es que algunos autores han aprovechado estos diques construidos en cuencas con intensos procesos erosivos (cuencas torrenciales, cuencas con presencia de cárcavas...) para asuntos como la estimación de tasas de

producción de sedimentos, la descripción de los sedimentos retenidos en los diques, el establecimiento de modelos de relleno sedimentario o el estudio y/o caracterización de procesos o formas inducidos por la construcción de diques. En España, destacan los trabajos realizados por: Conesa García y colaboradores en las cuencas del Cárcavo y de la Torrecilla (Castillo *et al.*, 2007; Conesa García y García Lorenzo, 2007a; Conesa García y García Lorenzo, 2007b), los trabajos de Romero-Díaz y colaboradores en la cuenca del río Quípar (Romero-Díaz *et al.*, 1992; Romero-Díaz *et al.*, 2007; Romero-Díaz, 2007) y los trabajos desarrollados por Boix-Fayos y colaboradores (Boix-Fayos *et al.*, 2007; Boix-Fayos *et al.*, 2008; Cantón *et al.*, 2011), todos ellos en la provincia de Murcia. También se han realizado estudios en los Pirineos (García-Ruiz y Puigdefábregas, 1985) y en la Sierra de Gádor, Almería (Martín Rosales, 2002 y Martín Rosales, 2003). Trabajos similares se han realizado también en otras partes del mundo, por ejemplo: Li y Wei (2011), Mandana *et al.* (2012), y Sawaske y Freyberg (2012).

Romero-Díaz (2008) considera que la cuantificación de los sedimentos retenidos en los diques aporta información muy útil para la estimación de tasas de erosión.

En el caso de la cuenca de la Virgen de Ribagorda, donde la cárcava de Ribagorda o *Terrera de la Virgen* (nombre local) es la principal fuente de sedimentos, se han utilizado los datos obtenidos del seguimiento del relleno de los diques de corrección hidrológica para la estimación de tasas de producción de sedimentos. Así mismo, se han caracterizado los sedimentos retenidos en estos diques mediante una descripción vertical de las facies reconocidas en la cuña sedimentaria y mediante análisis texturales y de densidad aparente. También se ha estimado la edad de la cárcava mediante la comparación del volumen total de sedimentos erosionados de la cárcava y el volumen de sedimentos retenidos en los diques. Como ya se ha avanzado, el objetivo principal de este capítulo es la cuantificación de tasas anuales de producción de sedimentos, cuya hipótesis, basada en trabajos previos, es que pueden registrarse valores altos de producción de sedimentos, ya que la erosión en cárcavas es muy elevada.

4.2. La cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda

La cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda se sitúa en el término municipal de Peralejos de las Truchas, en el paraje denominado *La Virgen*, en las proximidades de la Ermita de Nuestra Señora de Ribagorda (IGN, 2002), dentro del Parque Natural del Alto Tajo (40° 33' 51" N; 1° 53' 24" W, sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989).

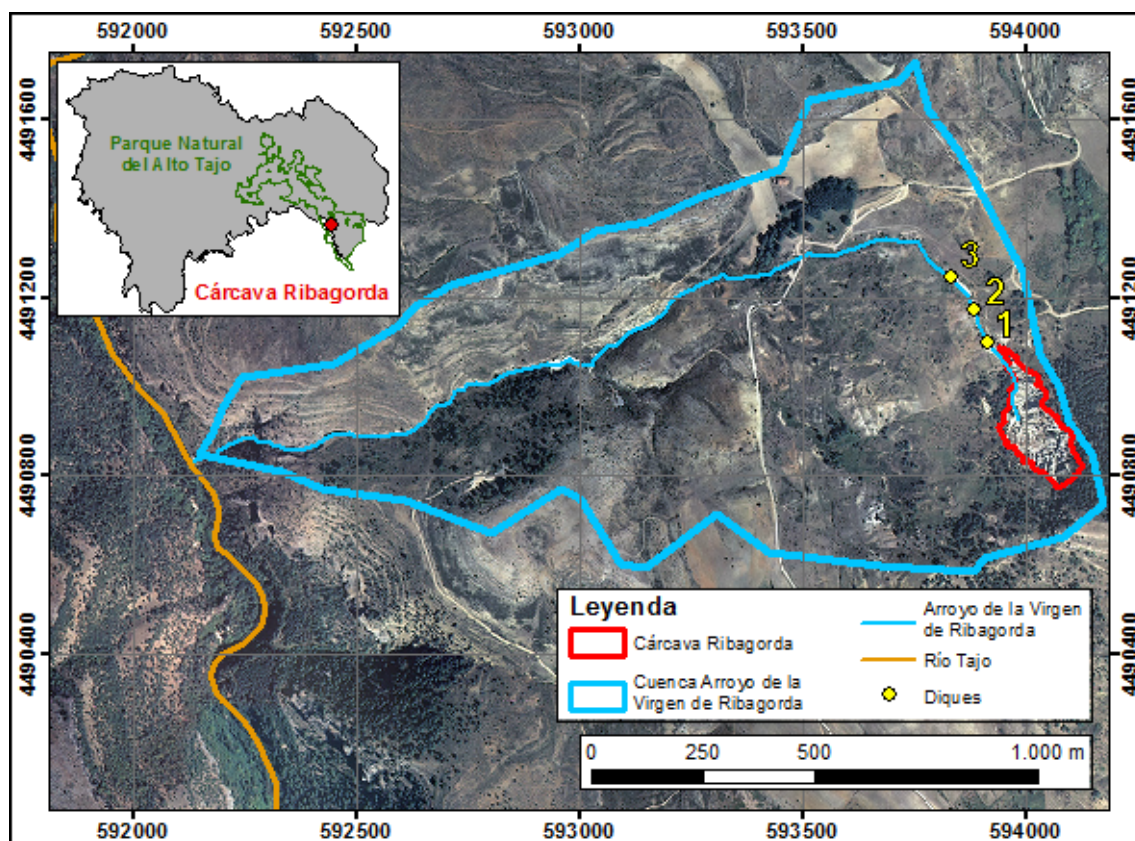


Figura 4.2. Localización de la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda (sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir de la ortofoto del PNOA de 2009, correspondiente a la hoja 539 Peralejos de las Truchas.

El paisaje del entorno está constituido por la estructura tabular de la muela de Ribagorda (1.699 m), y un entorno de pastizales. La cárcava de Ribagorda, denominada localmente *Terrera de la Virgen*, constituye la cabecera de la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda, siendo ésta el elemento paisajístico más llamativo o importante. Esta cárcava, atendiendo a su posición fisiográfica, corresponde a una cárcava de ladera, o *gully slope* en su término en inglés (Campbell, 1997) (ver figura 4.3).

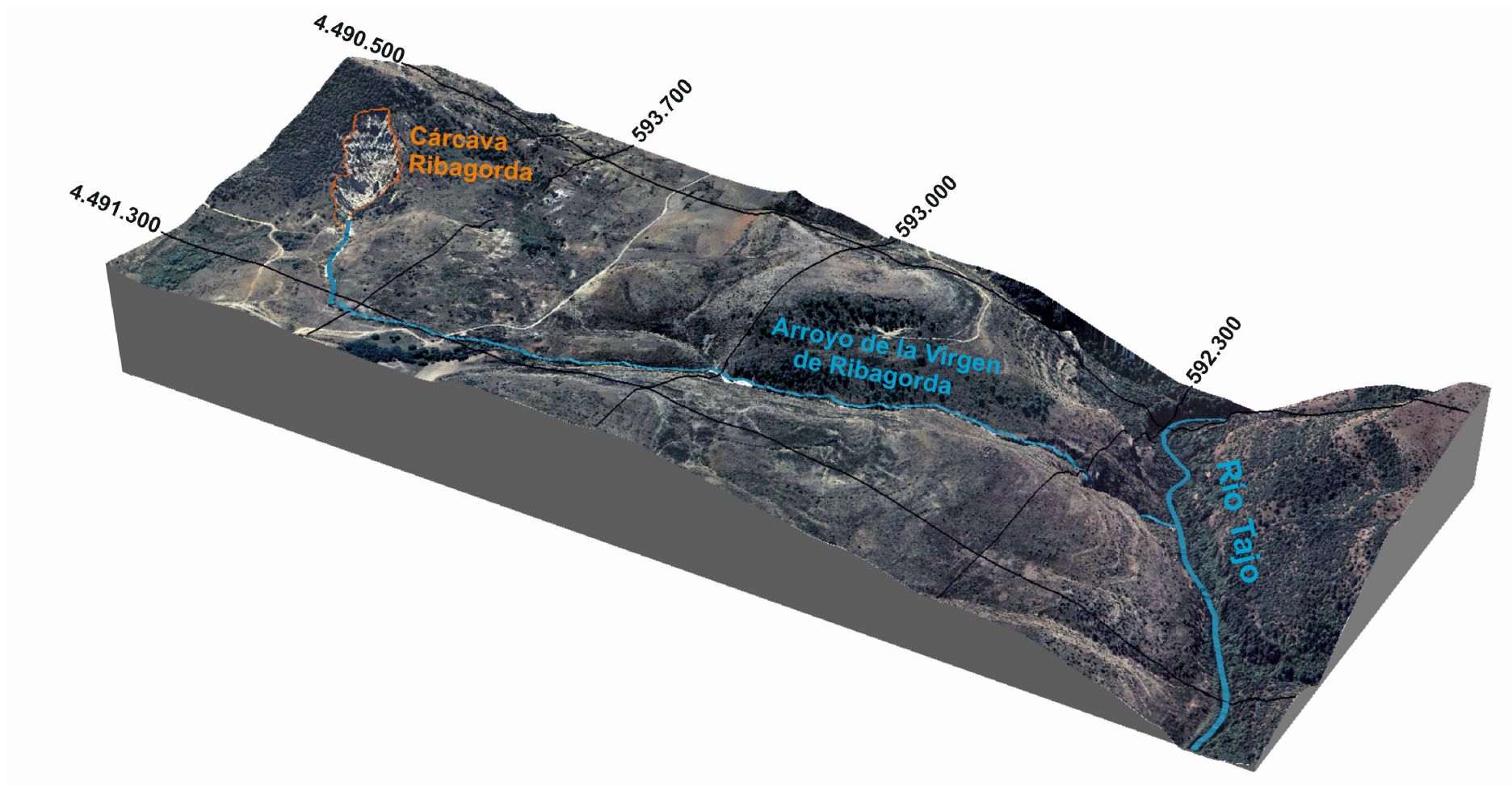


Figura 4.3. Ortofoto en 3D de la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda. Se aprecia la localización de la cárcava de Ribagorda en la ladera de la muela, así como el arroyo de la Virgen de Ribagorda, con alta pendiente en su curso bajo, y su desembocadura en el río Tajo. (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum: ETRS 1989. Fuente: elaboración a partir de las ortofotos correspondientes a la hoja 539-Peralejos de las Truchas y de los ficheros LIDAR correspondientes a los cortes 594-4492, 592-4492 y 590-4492 del PNOA 2009).

Se desconoce el origen de formación de la cárcava. Aunque se han reconocido signos de actividad minera, éstos son de poca entidad y claramente muy recientes y posteriores a la formación de la cárcava. La primera fuente documental de la que disponemos muestra que la cárcava existía en una morfología muy similar a la actual en la década de 1940, como se ha podido observar en fotografías aéreas correspondientes al vuelo militar de 1946 (vuelo Americano del 2 de Julio de 1946, escala 1:43.400, Centro Cartográfico y Fotográfico del Ejército del Aire). Todo ello hace pensar que esta cárcava es mucho más antigua, y que su existencia puede abarcar cientos o miles de años.

El sustrato de esta cuenca hidrográfica está constituido por materiales mesozoicos de origen detrítico y carbonático que abarcan desde el Jurásico inferior hasta el Cretácico superior. Los materiales más antiguos se encuentran en la parte baja de la cuenca, de modo que a medida que se asciende en cota, las litologías son más modernas. Concretamente, la cárcava de Ribagorda se desarrolla sobre las Formaciones Margas de Chera y Dolomías de Alatoz del Cenomaniense, Arenas en Facies Utrillas del Albense y Facies Weald del Aptiense (Olmo y Álvaro, 1989). Estas dos últimas formaciones son las que ocupan mayor superficie dentro de la cárcava, aproximadamente los 2/3 inferiores. Las litologías predominantes son conglomerados, areniscas, arcillas y calizas, siendo las areniscas las más abundantes. Estas litologías son fácilmente erosionables por procesos hídricos, dando lugar a divisorias afiladas y a laderas escarpadas (Consejería de Medio Ambiente y Desarrollo Rural de Castilla – La Mancha, 2006).

Los suelos más representativos de esta cuenca son litosoles calcáreos, luvisoles crómicos, cambisoles calcáreos, leptosoles mólicos y leptosoles réndzicos. Sobre los coluviones carbonáticos que cubren las laderas de la muela de Ribagorda se desarrollan cambisoles cálcicos (IUSS Grupo de Trabajo WRB, 2007). La cárcava de Ribargorda posee la litología geológica expuesta, por lo que puede decirse que carece de suelo *sensu stricto* y debido a su dinámica, no se aprecian procesos edafogenéticos.

La cuenca cuenta con un canal principal —arroyo de la Virgen de Ribagorda—, de unos 2,1 km de longitud, y un único tributario en su margen izquierda, aunque existen otros cauces de pequeña entidad. El cauce principal describe un trayecto rectilíneo, con un marcado ángulo de unos 90° en la parte alta; en su recorrido salva un desnivel de 294 m, por lo que la pendiente media del

arroyo es del 14 % y la densidad de drenaje de la cuenca de $1,86 \text{ km km}^{-2}$ (ver figura 4.3). Estos datos han sido calculados con el software ArcGIS 10.1 usando como base el modelo digital de elevación elaborado a partir de datos LIDAR, tamaño de píxel de 0,25 m y densidad de puntos de 0,5 puntos m^{-2} , (LIDAR Castilla La-Mancha, vuelo de 2009, Plan Nacional de Ortofotografía Aérea, PNOA).

Este arroyo es, a su vez, tributario del río Tajo, desembocando en su margen derecha, en su Cuenca Alta. El caudal líquido aportado por el arroyo de Ribagorda al río Tajo es muy escaso, siendo un arroyo efímero. Es importante señalar que en esta cuenca se han llevado a cabo actuaciones de corrección hidrológica, las cuales han consistido, principalmente, en la construcción de diques de gaviones en el canal principal (ver epígrafe 4.3 para más detalles).

El área de la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda, hasta su conexión con el río Tajo, es de 124 ha, la altitud máxima es de 1.642 m y la mínima de 1.186 m, siendo por tanto el desnivel absoluto de la cuenca de 456 m. La altitud media es de 1.416 m. Concretamente, el área de la cárcava de Ribagorda es de 4,17 ha ($0,04 \text{ km}^2$), presentando laderas de alta pendiente, con una media de 59% (31°) y valores máximos de 125% (51°) (valores obtenidos a partir de datos LIDAR con el *software* ArcGIS 10.1).

Con el objetivo de registrar la precipitación caída en la cuenca, se instaló en enero de 2008 un pluviógrafo de cazoletas (*tipping bucket*) automático (0,2 mm/pulso) con un data logger *HOBO Event* (Davis Instruments, 2005). El pluviógrafo se sitúa en las proximidades de la cárcava, dentro de la cuenca (coordenadas $40^\circ 33' 53''\text{N}$, $1^\circ 53' 21''\text{W}$, Sistema de coordenadas UTM-30N, Datum ETRS 1989). Este pluviógrafo es igual que el instalado en la mina El Machorro, por lo que mide tanto la precipitación en forma de lluvia como de nieve, con las limitaciones explicadas en el capítulo 3.

Se ha calculado la precipitación media anual usando los datos registrados en el pluviógrafo y también los registrados en la estación meteorológica de Peralejos de las Truchas (datos facilitados por AEMET, ver figura 4.4). La precipitación media anual es de 763 mm. El mes más lluvioso es abril, con 83 mm, y el más seco agosto, con 21 mm de media.

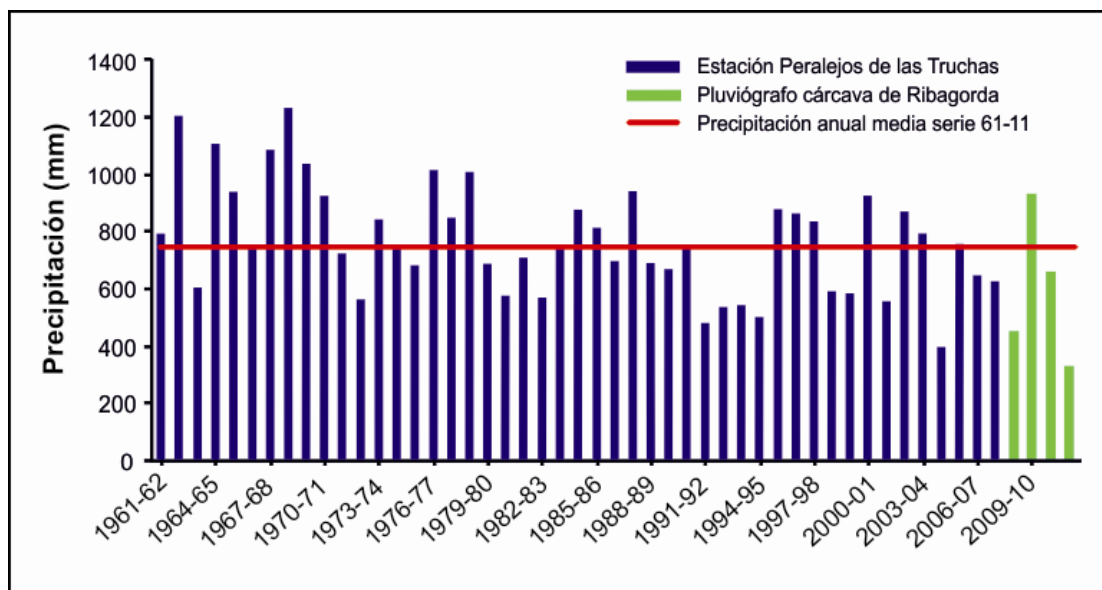


Figura 4.4. Registro histórico de la estación meteorológica de Peralejos de las Truchas (datos facilitados por la AEMET). En verde aparecen los datos registrados con el pluviógrafo propio, instalado en las proximidades de la cárcava de Ribagorda.

La cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda, en general, tiene una escasa cubierta vegetal arbórea y arbustiva. En la cabecera aparecen formaciones de pino silvestre (*Pinus sylvestris*), que ocupan tan sólo el 3% de la cuenca. El resto (96%) presenta zonas de pastos y matorrales (tomillares), con arbolado disperso. Finalmente, en las proximidades de la Ermita de Nuestra Señora de Ribagorda existe una pequeña pobeda (*Populus nigra*) (1%) (Ruiz, 1995).

La cuenca se sitúa en una zona donde el pastoreo es el aprovechamiento o actividad principal, soportando una gran carga de ganado ovino. El paraje donde se sitúa la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda posee además un interés social, religioso y cultural, por la presencia de la ermita de Nuestra Señora de Ribagorda (Consejería de Medio Ambiente y Desarrollo Rural de Castilla – La Mancha, 2006).

4.3. Actuaciones de corrección hidrológica en la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda

La cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda ha tenido dos actuaciones de corrección hidrológica separadas en el tiempo por unos 20 años.

La primera actuación se remonta a la década de 1990, concretamente entre los años de 1990 y 1992 (conversación personal con Eugenio Jiménez Jiménez, trabajador en la obra de construcción de los diques y vecino de Peralejos de las Truchas). Esta actuación consistió en la construcción de tres diques de mampostería gavionada con paramento vertical aguas arriba y escalonado aguas abajo y una altura de 3 y 4 m, y un cuarto dique, en este caso de mampostería hidráulica (dique con fábrica de mampostería con mortero de cemento), situado aguas abajo de los anteriores, con 4 metros de altura. La justificación de esta actuación, según comunicación personal de Rafael Serrada (Jefe del Servicio de Montes de la Consejería de Agricultura de la Junta de CLM de 1984 a 1988), era la retención de los sedimentos procedentes de la cárcava de Ribagorda, así como la consolidación del cauce, tratando de conseguir un perfil de equilibrio o compensación y consolidar las laderas del entorno, de modo que las paredes de la cárcava evolucionasen hasta un perfil verticalizado, donde la entrada de agua de lluvia fuera menor y por tanto la erosión también.

A fecha de 2008, los diques construidos en la primera actuación de corrección hidrológica se encontraban colmatados por sedimentos, y algunos en mal estado de conservación, especialmente los diques de gavión. Por ello, se consideró oportuno realizar una segunda actuación de corrección hidrológica en el arroyo. Así, en enero del 2008 se llevó a cabo la ejecución de una segunda actuación en este mismo entorno, descrita en el *“Proyecto de restauración de cauces y riberas en los ríos Linares, Gallo y Bullones y actuaciones de corrección hidrológica en el arroyo de la Virgen de Ribagorda”* (Consejería de Medio Ambiente y Desarrollo Rural de Castilla – La Mancha, 2006).

El objetivo principal de esta segunda actuación era *“conseguir un perfil escalonado del curso fluvial y disminuir la pendiente del lecho, para evitar los fenómenos directos de erosión en el cauce y en las laderas marginales afectadas de inestabilidad por la acción erosiva y minimizar la incorporación de*

caudales sólidos a la corriente” (p. 44, Consejería de Medio Ambiente y Desarrollo Rural de Castilla – La Mancha, 2006); en otras palabras, se buscaba retener los sedimentos procedentes de la cárcava de Ribagorda, de modo que no alcanzasen el río Tajo, y contribuir así a una estabilización del canal principal y de las laderas colindantes.

Aguas abajo de la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda, en el propio río Tajo, existe una minicentral hidroeléctrica, El Molino de Arriba (Peralejos de las Truchas). Se cree que la construcción de estos diques de corrección hidrológica también perseguía disminuir la cantidad de sedimento que llega al azud de esta minicentral, para así reducir las labores de mantenimiento y prologar su vida útil (ver figura 4.5).



Figura 4.5. Aspecto del azud de la minicentral del Molino de Arriba (Peralejos de las Truchas) en noviembre de 2010. Se aprecia gran cantidad de sedimento retenido por el azud.

En la segunda actuación de corrección hidrológica se recrecieron dos de los diques de gavión ya existentes; también se recreció el dique de mampostería hidráulica, y se construyó un nuevo dique de gaviones y dos albarradas (pequeños muros también contruidos con gaviones) en la parte alta de la cuenca. En este caso se conservaron las características de los diques existentes; los diques contruidos poseen paramento vertical aguas arriba y escalonado aguas abajo con una longitud de resaltos horizontales constante. La tabla 4.1 resume las actuaciones llevadas a cabo tanto en el proyecto de la década de 1990 como en el del 2008, así como las características de los diques en cada caso. En la figura 4.6 puede verse el aspecto de los diques a fecha de junio y noviembre de 2012.

Tabla 4.1. Resumen de las actuaciones llevadas a cabo en los proyectos de corrección hidrológicas en la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda (Fuente: Consejería de Medio Ambiente y Desarrollo Rural de Castilla – La Mancha, 2006)

Diques	Fecha de actuación	
	Década de los 90	2008
Dique 1	Dique de gavión de 4 m de altura. Volumen material retenido: 2500 m ³	Recrecimiento de 1,9 m. Altura total del dique hasta el vertedero: 4,97 m
Dique 2	Dique de gavión de 3 m de altura. Volumen material retenido: 742 m ³	Recrecimiento de 1,95 m. Altura total del dique hasta el vertedero: 4,5 m
Dique de nueva construcción (Dique 3)	—	Dique de gavión con 4 m de altura hasta el vertedero y con alas de 0,5 m de altura.
Dique 4	Dique de gavión de 3 m de altura. Volumen material retenido 1192 m ³	No se recreció por estar muy deteriorado.
Dique 5	Dique de mampostería de 4 m de altura. Volumen material retenido 2300 m ³	Recrecimiento de 2 m Altura total del dique hasta el vertedero: 6 m
Albarradas	—	Situadas en dos pequeños arroyos en la margen izquierda, por encima del dique 1. Son de gavión con 1 y 2 m de altura.











Número dique	Dique	Vaso
Dique 1		
	Noviembre 2012	Noviembre 2012
Dique 2		
	Noviembre 2012	Noviembre 2012
Dique 3		
	Noviembre 2012	Noviembre 2012
Dique 4		
	Noviembre 2012	Noviembre 2012
Dique 5		
	Junio 2012	Junio 2012

Figura 4.6. Aspecto de los diques de gavión, y del dique de mampostería (dique 5) en junio y noviembre de 2012.

4.4. Metodología

4.4.1. Seguimiento del relleno de diques de corrección hidrológica

Con motivo de las actuaciones de corrección hidrológica ejecutadas en enero de 2008, se inició el seguimiento del relleno de los diques construidos o recrecidos inmediatamente aguas abajo la desembocadura del colector de la cárcava de Ribagorda.

El seguimiento del relleno de los diques consistió en la medición periódica de la altura de una serie de barras o jalones instaladas en el vaso de cada uno de los diques. Estas barras o jalones, tienen la misma función que las estacas, testigos, agujas, varillas, clavos o piquetas de erosión descritas por otros autores (Haigh, 1979; Sancho *et al.*, 1991; Romero-Díaz, 2007). La medición periódica de la altura de las barras permite obtener datos de rebajamiento o acreción de la superficie sobre la que se encuentran clavadas (Romero-Díaz, 2007).

El seguimiento se realizó en varias fases. Inicialmente, se realizó el seguimiento del relleno del primer dique situado aguas abajo de la cárcava (dique 1). Una vez que este dique se colmató —los sedimentos llegaban a la altura del vertedero—, se comenzó el seguimiento del segundo dique, situado aguas abajo del anterior (dique 2); y una vez que los sedimentos alcanzaron el vertedero del dique 2, se procedió a la instalación de las barras en el siguiente dique (dique 3, que corresponde con el dique de nueva construcción de las actuaciones de corrección hidrológica de 2008).

Las barras instaladas en los diques son de hierro, poseen un grosor de 16 mm y una altura total de 2,25 m ó 2 m. Estas barras se clavaron perpendicularmente a la superficie del vaso del dique, unos 50 ó 75 cm, dejando una longitud expuesta aproximada de 1,50 m. En el caso del dique 1, las barras se clavaron con la ayuda de una retroexcavadora de la propia obra encargada de la construcción de los diques. Las barras de los diques 2 y 3 se clavaron con un clava-estacas o clava-postes manual, dimensionado y construido específicamente para tal fin (ver figura 4.7). Las barras se distribuyeron por la superficie del vaso del dique con una separación regular entre ellas, para cubrir toda el área susceptible a la sedimentación. Debido a la diferencia de tamaño de los vasos de los diques, el número de barras en cada dique es diferente (ver tabla 4.2).

Número dique	Instalación de las barras	Vaso del dique con las barras instaladas
Dique 1		
Dique 2		
Dique 3		

Figura 4.7. Fotos de la instalación de las barras en cada dique y de los vasos de los diques con las barras instaladas.

Una vez instaladas las barras, éstas fueron numeradas y etiquetadas atendiendo a su posición. Se utilizaron para tal fin crotales del ganado, ya que ofrecen una larga duración y resistencia a la intemperie. Adicionalmente, se realizó un levantamiento topográfico detallado de los vasos de los diques, incluyendo los propios diques, las laderas colindantes y la posición precisa de las barras en cada caso. Para la realización del levantamiento topográfico se empleó inicialmente una estación total Pentax serie 300 (dique 1) y posteriormente un GPS diferencial Leica 1200 (diques 2 y 3).

Tabla 4.2. Características de los diques monitorizados en la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda.

Dique	Altura hasta el vertedero (m)	Cerrada del dique (m)	Superficie del vaso (m ²)	Fecha de instalación de las barras	Número de barras	Fecha de colmatación
Dique 1	5	28	2.086	23/01/2008	34	junio 2010
Dique 2	4,5	19	454	02/07/2010	25	octubre 2011
Dique 3	4	13	302	11/12/2011	20	--

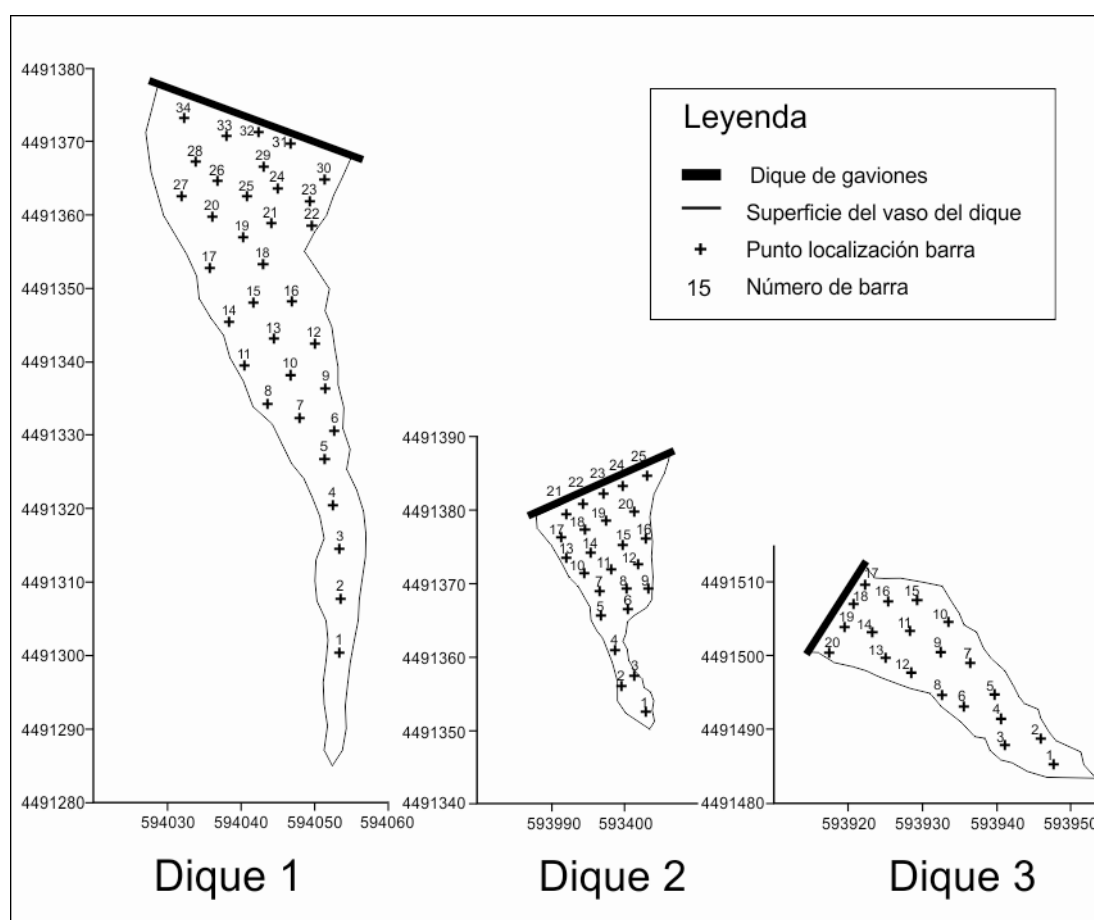


Figura 4.8. Esquema de los vasos de los diques monitorizados, con la localización de las barras instaladas en cada caso. La superficie del vaso corresponde a la del día de instalación de las barras en cada caso (Elaboración propia con los *software* Surfer 10 y Corel X5. sistema de coordenadas UTM-30N, Datum ETRS 1989).

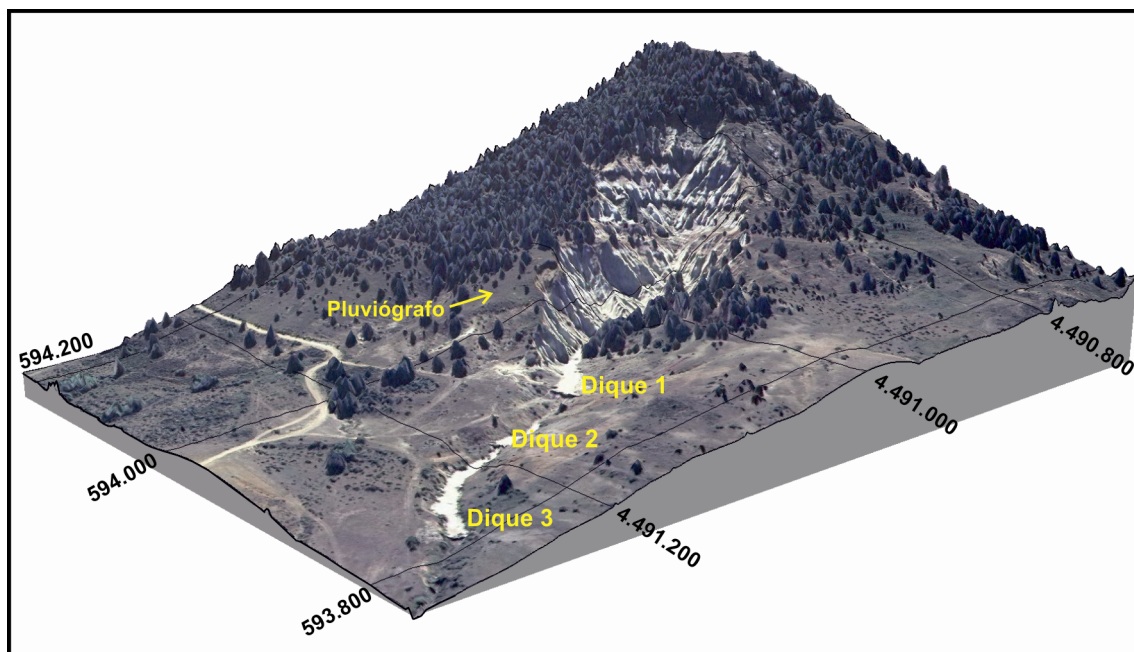


Figura 4.9. Modelo digital de elevación del entrono de la cárcava de Ribagorda. Se señala la posición de los tres diques de gavión y el pluviógrafo (sistema de coordenadas UTM-30N, Datum ETRS 1989). Elaboración a partir de la ortofoto correspondiente a la hoja 539 Peralejos de las Truchas y elevado con los datos LIDAR del PNOA de 2009.

4.4.1.1. Protocolo de medición de las barras

La medición de las barras ha sido realizada por la guardería forestal de la comarca, usando un estadillo elaborado para tal fin. Inicialmente las barras debían medirse después de cada evento de lluvia; sin embargo, esto no fue posible, ya que para poder acceder a los vasos de los diques era necesario esperar unos días, hasta que la superficie se secara. Sucedió que en este periodo, habitualmente, ocurrían nuevos eventos de precipitación.

Las barras se medían usando un flexómetro, situando éste siempre a la derecha de la barra. La altura de la barra, desde el suelo hasta el extremo final, se anotaba en el estadillo, expresándola en milímetros. El estadillo relleno se enviaba mediante fax al departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM, donde los datos eran procesados.

4.4.2. Descripción de los sedimentos retenidos en los diques, toma de muestras y análisis de laboratorio

Para realizar la descripción de los sedimentos retenidos por los diques (cuña sedimentaria), se excavaron tres zanjas paralelas a la dirección del flujo en el

vaso del dique 1, a modo de calicatas, y se realizó una descripción vertical de las facies de la cuña sedimentaria. Dado que la principal fuente de sedimentos en este arroyo es la cárcava de Ribagorda, y teniendo en cuenta además el aspecto en superficie de los sedimentos acumulados en los tres diques, se ha considerado que los sedimentos retenidos en los tres diques son muy similares, por lo que únicamente se ha descrito la cuña sedimentaria del dique 1.

Las calicatas se realizaron en tres posiciones respecto al dique: junto al dique (a 10 m de distancia respecto al dique), en la zona media del vaso (a 44 m) y en una localización próxima al colector de la cárcava (a 75 m) (Figura 4.10). Las calicatas se excavaron con una retroexcavadora. La profundidad de las calicatas era de unos 2 m en todos los casos.

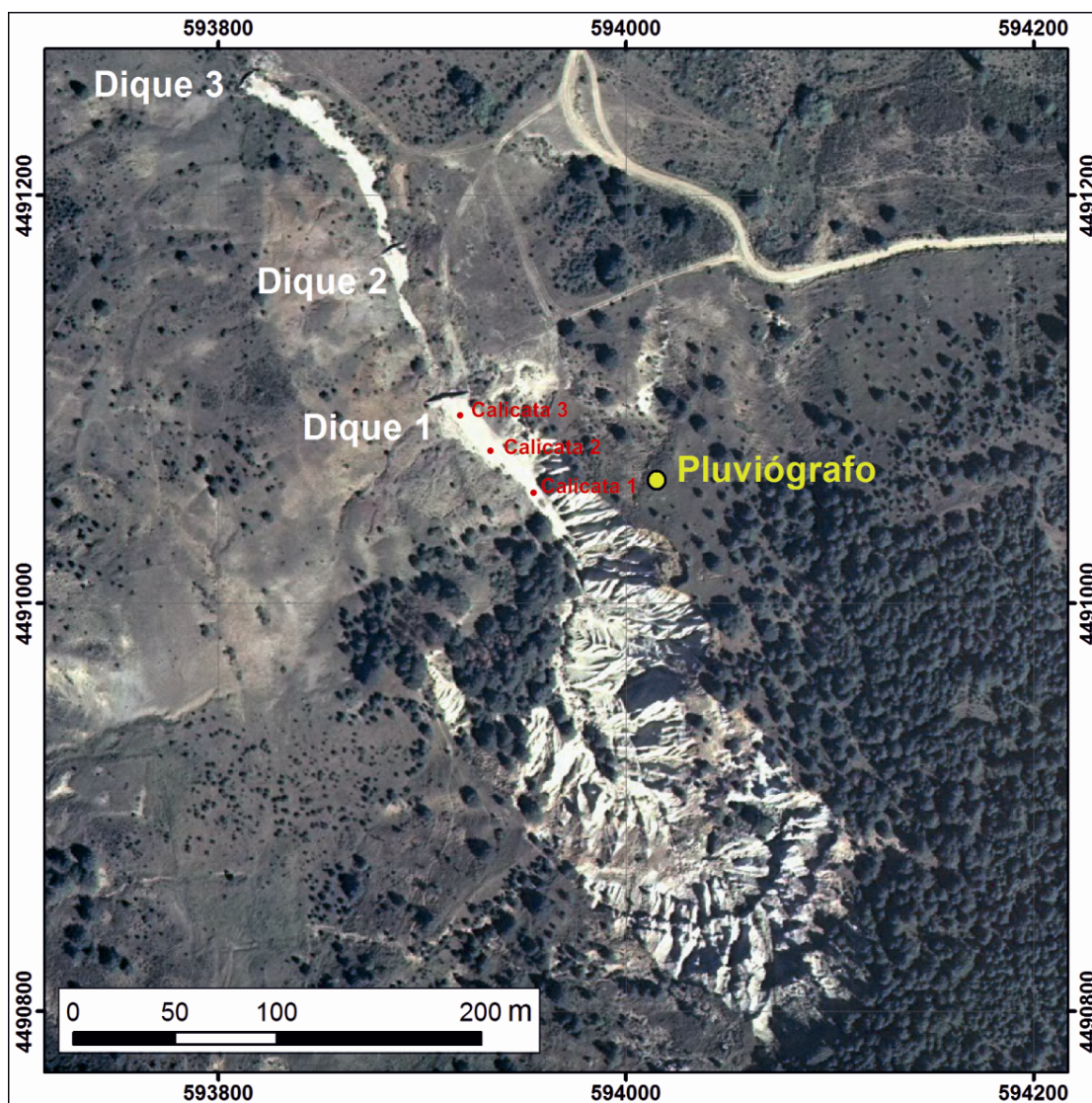


Figura 4.10. Ortofoto de la cárcava de Ribagorda. Se han señalado la situación del pluviógrafo, diques y calicatas. Elaboración a partir de la ortofoto del PNOA de 2009.

Las distintas capas identificadas se describieron en función de su litología (textura y composición), las estructuras sedimentarias y su geometría, siempre que fue posible. La descripción de las facies identificadas se ha realizado siguiendo la clasificación tradicional para sedimentología y estratigrafía (Dabrio y Hernando, 2003; Arche, 2010). Para catalogar las facies se ha usado el sistema de códigos de Miall (Miall, 1978).

Una vez descritos los sedimentos, se tomaron muestras a distintas profundidades para su posterior análisis granulométrico en laboratorio. Para la determinación de la textura primero se tamizaron las muestras con un tamiz de 2 mm de malla, para separar la fracción de gravas, y después se usó el método de la pipeta de Robinson para determinar las fracciones de arena, limo y arcilla (Gee y Bauder, 1986). La clasificación textural usada corresponde a la del USDA.

También se tomaron muestras de sedimento para determinar la densidad aparente. Para ello se empleó el método del anillo (Blake, 1965). El cilindro usado tenía 5 cm de altura y 5 cm de diámetro. Se tomó el peso húmedo, posteriormente se secó en una estufa a 110°C durante 24 horas, hasta alcanzar peso constante, y se pesó de nuevo para obtener el peso seco con el que se calculó la densidad aparente (Ramos-Sacharrón y McDonald, 2007). Las muestras fueron cogidas a distintas profundidades y también en superficie.

4.4.3. Cálculo del volumen de sedimento retenido en los diques y tasas de sedimentación

El cálculo del volumen de sedimento retenido en los diques se realizó usando los datos de altura de las barras instaladas en los diques y los datos topográficos tomados previamente.

En primer lugar se construyó el modelo digital de elevación (MDE) de cada dique vacío, usando los datos tomados con la estación total o el GPS diferencial y el *software* Surfer 10. Posteriormente se construían los MDE correspondientes a cada día de medición de las barras; para ello, únicamente se usaban los puntos correspondientes a las barras en los que se modificaba su altura (Z), permaneciendo las coordenadas X e Y fijas. Estos MDE contruidos son en realidad superficies de distinta altura y forma, ya que dada la forma de 'valle' del vaso del dique, a medida que éste se rellenaba, la superficie ocupada por los sedimentos es mayor. Para calcular el volumen de

los sedimentos retenidos por el dique, se procedía a calcular la diferencia de volúmenes entre el MDE del vaso del dique vacío y la superficie construida con los datos de altura de las barras. Todos los MDE se construyeron con el *software* Surfer 10, usando el método de interpolación de *kriging* a partir de puntos y ajustando los datos al semi-variograma correspondiente a los datos usados para la construcción de cada MDE.

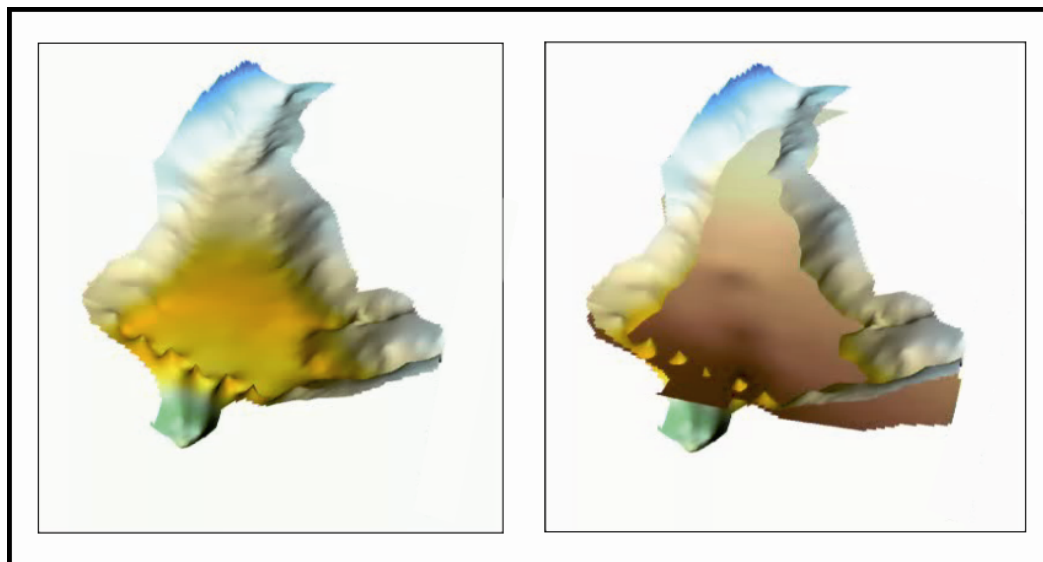


Figura 4.11. Ejemplo del procedimiento seguido para el cálculo del volumen de sedimentos retenidos en los diques. Izquierda: MDE del vaso del dique 1 vacío, para el día en que instalaron las barras; derecha: MDE del mismo dique donde se representa también una superficie construida con datos de altura de las barras. (MDE realizados con el método de interpolación de *kriging*, con el *software* Surfer 10).

El volumen (m^3) obtenido se transformó en cantidad de sedimento (Mg) multiplicándolo por la densidad aparente media (g cm^{-3}) calculada a partir de las muestras tomadas a distintas profundidades, y tras hacer la conversión de unidades pertinente.

Las tasas de producción de sedimento se expresan en unidades de masa por superficie y tiempo ($\text{Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$). Para calcular las tasas de producción se relacionó la cantidad de sedimentos (Mg) con la superficie vertiente a cada dique. Esta superficie la constituye principalmente el espacio ocupado por la cárcava (4,17 ha) y en menor proporción laderas naturales. El área vertiente a cada dique es diferente, así para el dique 1 el área vertiente es de 5,42 ha, para el dique 2 de 7,45 ha y para el dique 3 de 9,23 ha. Las tasas anuales se calcularon sumando todos los valores de tasas de producción de sedimentos, calculadas para cada dique, correspondientes a un mismo año.

4.4.4. *Relación entre los sedimentos retenidos en los diques y la precipitación*

Con los datos registrados por el pluviógrafo se calculó: la precipitación total acumulada (mm), la intensidad máxima en 24 horas (mm h^{-1}) y el número de días de lluvia registrados para los periodos de tiempo comprendidos entre los días de medida de las barras, así como la precipitación total anual.

Con el objetivo de encontrar alguna relación entre la cantidad de sedimento retenida en los diques y las características de la precipitación registrada se calculó el *coeficiente de correlación de Spearman* para un nivel de confianza del 95% ($\alpha=0,05$). Las variables comparadas fueron: 1) cantidad de sedimento vs precipitación total acumulada registrada; 2) cantidad de sedimento vs intensidad máxima en 24 horas. La cantidad de sedimento se refiere a la cantidad total de sedimentos retenidos en los tres diques para un mismo periodo de medida, estos valores se expresan en Mg. Los análisis estadísticos se realizaron con el *software* Statgraphics Centurion XVI.I versión 16.1.17 (StatPoint Technologies Inc., 2012).

4.4.5. *Estimación de la edad de la cárcava de Ribagorda*

Dado que no se dispone de información suficiente acerca de la antigüedad de la cárcava o de cuándo se originó, se ha realizado una aproximación para la estimación de la edad de la cárcava mediante el cálculo del volumen de sedimento que ha salido de ella desde su formación, y estimando los años necesarios para la producción de sedimentos que ocupan este volumen. Todo ello sobre la base de las tasas obtenidas en este estudio, a pesar de todas sus incertidumbres.

Para calcular el volumen total de materiales que ha sido erosionado en la cárcava de Ribagorda desde su formación, se reconstruyó la topografía 'original' de la ladera de la mesa de Ribagorda, considerando que inicialmente la ladera era homogénea y no había presencia de cárcava.

El proceso seguido fue el siguiente: en primer lugar, a partir de los datos LIDAR (densidad de puntos mínima de 0,5 puntos m^{-2} , LIDAR de Castilla La-Mancha, vuelo LIDAR realizado en 2009, PNOA) se generó una red de triángulos irregulares (*Triangulated Irregular Network, TIN*) que representa la topografía actual de la ladera donde se encuentra la cárcava. A partir de este TIN se

obtuvieron las curvas de nivel (equidistancia 1 m) también de la topografía actual. Después se delimitó la superficie ocupada por la cárcava y se eliminaron las curvas de nivel del interior de esta superficie. Para la reconstrucción de la ladera ‘original’, se consideró que las curvas de nivel, dentro del polígono ahora ocupado por la cárcava, seguían el mismo patrón de espaciado y curvatura que en su entorno. Con este punto de partida se reconstruyeron las curvas de nivel eliminadas. Una vez dibujadas las curvas de nivel, se generó un nuevo TIN, en este caso correspondiente a la topografía de la ladera antes de que se formase la cárcava. Los dos TIN: 1) ladera sin cárcava o ladera ‘original’; y 2) ladera con cárcava, aspecto actual, fueron comparados geoméricamente mediante el comando “*Surface difference*” de ArcGIS, con el fin de obtener la diferencia de volumen existente entre ellos (ver figura 4.12). El resultado de comparar dichas superficies corresponde al volumen de material erosionado en la cárcava desde su formación. Todo el proceso se realizó con el *software* ArcGis 10.1 (figura 4.13).

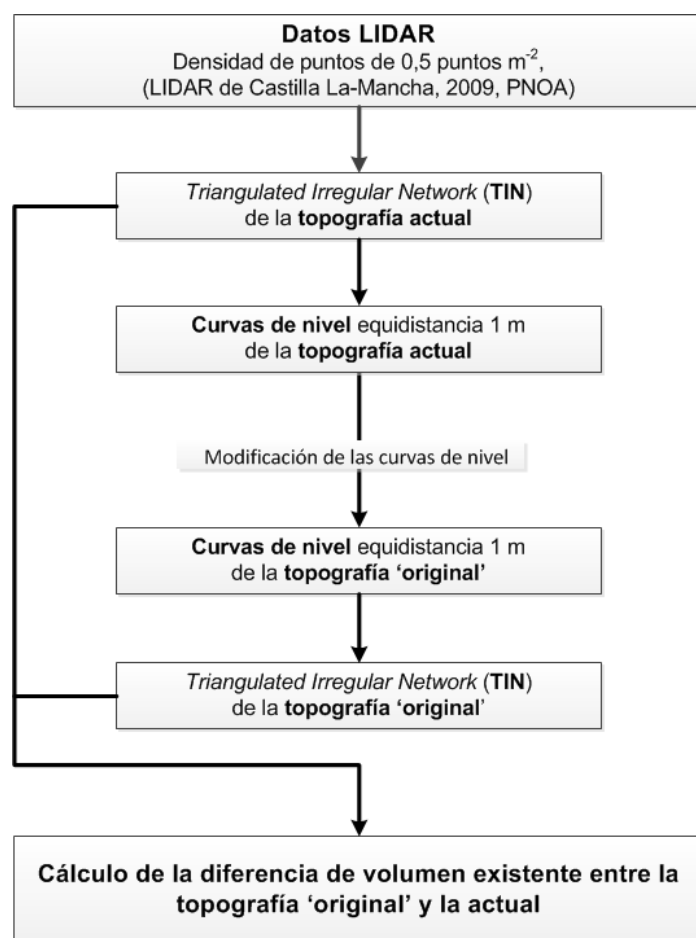


Figura 4.12. Diagrama de flujo sobre la metodología empleada para calcular el volumen total de sedimentos erosionados en la cárcava de Ribagorda desde su formación. El procedimiento ha sido realizado con el *software* ArcGis 10.1.

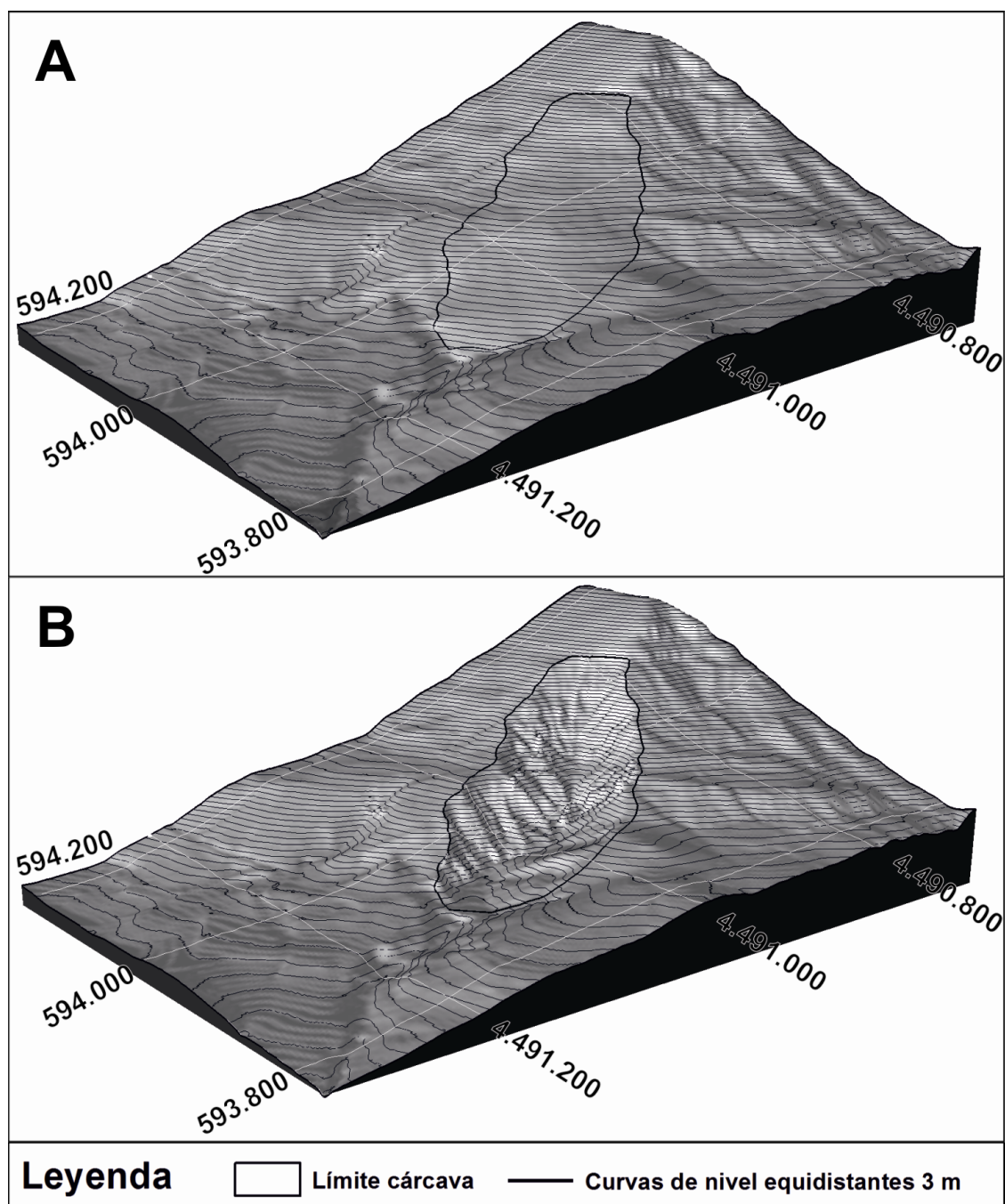


Figura 4.13. Modelos digitales de elevación (MDE) de la ladera donde se sitúa la cárcava de Ribagorda. A) MDE ladera 'original' reconstruida, sin cárcava.; B) MDE ladera en la actualidad, con cárcava (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum: ETRS 1989. Fuente: elaboración a partir de ficheros LIDAR correspondientes a los cortes 592-4492 y 594-4492 de la hoja 539-Peralejos de las Truchas del PNOA de 2009).

Posteriormente, el volumen calculado fue comparado con el volumen de sedimento retenido en los diques durante los 5 años de seguimiento. Así, mediante esta simple relación, se realizó una primera estimación de los años necesarios para que se movilizara de la cárcava el volumen de material cuantificado. Para realizar esta estimación también se ha tenido en cuenta el coeficiente de esponjamiento del nivel Albense (Facies Utrillas), ya que todo material semi o completamente consolidado (roca) experimenta un aumento de volumen cuando es descompactado, bien sea por ripado o voladura, como de forma natural mediante erosión. En la región del Alto Tajo el coeficiente de esponjamiento medio calculado para estos materiales de la Facies Utrillas es de 1,23 (valor estimado y proporcionado por Lázaro Sánchez, Facultativo de las minas María José y El Machorro, Poveda de la Sierra).

4.5. Resultados

4.5.1. *Descripción de los sedimentos retenidos en los diques y análisis de laboratorio*

4.5.1.1. Descripción de las facies sedimentarias

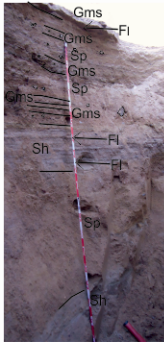
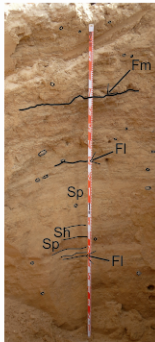
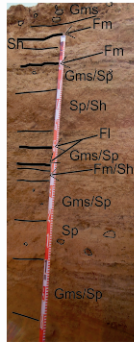
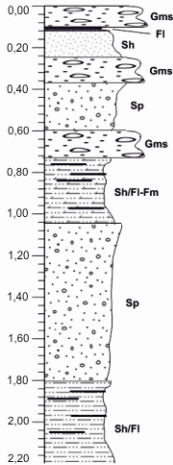
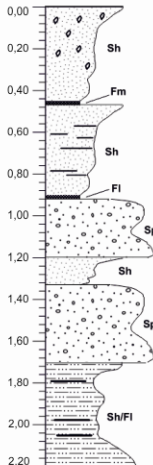
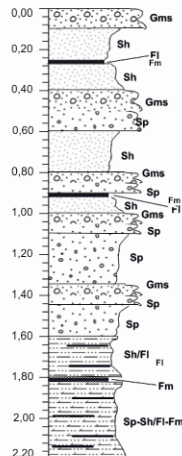
La descripción vertical de las facies de relleno del dique 1 ha permitido describir varias facies sedimentarias, siendo predominantes las arenosas. Se han encontrado un total de 6 facies, siendo éstas: gravas masivas o matriz-soportadas con ligera inclinación, horizontal-subhorizontal (Gms); arenas de tamaño medio a grueso con laminación planar-subhorizontal (Sp); arenas de tamaño fino a medio con laminación horizontal-subhorizontal (Sh); limos con laminación paralela y *ripples* muy pequeños (Fl) y limos y arcillas masivas (Fm). La tabla 4.3 muestra las características esenciales de las facies identificadas así como una breve interpretación sedimentológica de las mismas.

Tabla 4.3. Descripción e interpretación de las facies identificadas en la cuña sedimentaria del dique 1 (cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda). Los códigos corresponden a los descritos por Miall (1978).

Código	Descripción	Interpretación
Gms	Gravas masivas matriz soportadas compuestas por gravas y cantos de hasta 6 cm de diámetro envueltos en una matriz arenosa. Las gravas son principalmente de cuarcita, habiéndose identificado algunos cantos de material carbonático, éstos más angulosos. Presentan laminación planar discontinua. Capas con espesores de 5 a 10 cm.	Son depósitos correspondientes a eventos de energía moderada, que permiten la movilización de materiales de mayor tamaño.
Sp	Arenas medias a gruesas con laminación planar subhorizontal. Pueden incluir partículas gruesas de tamaño grava. Las arenas son principalmente silíceas. Presentan tonos blanquecinos y grisáceos a rosados. Junto con las facies Sh, son las más abundantes. Pueden alcanzar espesores de hasta 70 cm.	Las facies arenosas son las más abundantes de la cuña sedimentaria. Indican condiciones de pérdida de energía, respecto a las gravas depositadas previamente, que permite la sedimentación de las arenas.
Sh	Arenas de tamaño fino a medio con laminación planar horizontal subhorizontal. Poseen características muy similares a las facies Sp.	
FI	Limos con laminación paralela en los que se observan algunos <i>ripples</i> o formas alabeadas de muy pequeño tamaño. Presentan colores rosáceos e incluso oscuros (negros o marrones), lo que podría indicar presencia de materia orgánica. Capas de muy poco espesor, de 3 a 7 cm.	Las facies limosas son más abundantes en las proximidades del dique, por lo que se interpretan como sedimentación de partículas en suspensión por estancamiento de aguas con alta turbidez. La formación de costras de desecación en superficie podría haber dado lugar a superficies irregulares, que vistas en sección podrían parecer formas alabeadas.
Fm	Limos y arcillas masivas donde no se distingue laminación, muy similar a la facies FI, siendo en este caso de color generalmente más oscuro.	Al tratarse de zonas de estancamiento, podría facilitar el crecimiento vegetal, así como de microorganismos, de ahí los colores oscuros típicos de materia orgánica; sin embargo no se han reconocido restos vegetales.

En general, se aprecia una repetición cíclica de una secuencia granodecreciente. En la base de la secuencia aparecen las gravas, en capas de unos 5 a 10 cm. Sobre ellas se sitúan las arenas, que pueden presentar gravas dispersas e intercalaciones de capas de partículas de menor tamaño (arenas muy finas y limos); las capas de arenas poseen espesores decimétricos de hasta 70 cm. Finalmente se observan capas de partículas de menor tamaño, limos y arcillas, con espesores milimétricos a centimétricos, en algunos casos estas capas poseen superficies alabeadas en el contacto superior. Todas las capas son concordantes, con laminación paralela continua, excepto las gravas, que pueden presentar laminación paralela discontinua. También se ha observado acúñamiento en algunas capas, lo que correspondería a una laminación plana no paralela. No se aprecian cicatrices erosivas. Las capas están ligeramente inclinadas, subhorizontales, con un ángulo máximo de 3°. Este ángulo vendría condicionado por la pendiente del arroyo, que disminuye a medida que se rellena el dique (tabla 4.4).

Tabla 4.4. Descripción y representación esquemática de las calicatas excavadas en la cuña sedimentaria del dique 1. Columnas estratigráficas realizadas con el *software Strater 2.0*.

	Calicata 1	Calicata 2	Calicata 3
Fotografía			
	Profundidad total: 2,20 m	Profundidad total: 2,10 m	Profundidad total: 2.00 m
Descripción	<p>0-0,75 m Arenas de grano medio a grueso (Sp) con intercalaciones de capas de gravas matriz soportadas (Gms). Las capas de gravas poseen espesores centimétricos 5-8 cm. Gravas cuarcíticas y de materiales carbonáticos. Se aprecian también capas milimétricas de partículas de tamaño limo y arena muy fina (FI)</p> <p>0,75-1,00 m Intercalación de arenas finas a medias (Sh) y partículas de tamaño (FI, Fm). Las arenas poseen colocaciones blanquecinas y grisáceas mientras que las capas limosas son más oscuras. Capas con laminación planar ligeramente inclinadas.</p> <p>1,00-1,70 m Arenas medias a gruesas de color rosáceo muy masivas, no se diferencian laminaciones. Se aprecian gravas dispersas.</p> <p>1,70-? m Arenas finas a medias (Sh) con intercalaciones de limos y arenas muy finas (FI).</p>	<p>Secuencia de facies vertical muy homogénea. Se trata de arenas de grano medio a grueso (Sp) y arenas finas a medias (Sh) con intercalaciones de capas con partículas de menor tamaño, limos y arcillas (FI, Fm). Se observan gravas dispersas que no llegan a constituir capas continuas. Las gravas son más abundantes en la parte superior.</p> <p>Destaca la presencia de una fina capa irregular o alabeada a los 0,45 m de profundidad. Está constituida por partículas de tamaño limo y arcilla (Fm) y presenta coloraciones oscuras.</p>	<p>0-0,10 m Gravatas matriz soportadas de 2 a 4 cm de tamaño (Gms). Las gravas son principalmente de cuarcita y se encuentran bien redondeadas.</p> <p>0,10-0,25 m Intercalaciones de capas de arenas finas (Sh) y capas con partículas de menor tamaño (Fm/FI). Capas con laminación planar ligeramente inclinadas de colores blanquecinos en el caso de las arenas y rosáceos en el caso de los limos y arcillas.</p> <p>0,25-1,05 m Alternancia de capas con gravas de pequeño tamaño (>2 mm hasta 1 cm) y arenas de tamaño medio a grueso (Gms/Sp). También se distinguen capas milimétricas con partículas limo-arcillosas (Fm/FI), capas oscuras, y capas con arenas finas a medias (Sh).</p> <p>1,05-1,30 m Arenas de tamaño medio a grueso (Sp). No se aprecian laminaciones, aspecto masivo.</p> <p>1,30 - 1,80 m Alternancia de Gms/Sp y Sp/sh. A 1,80 m se observa una capa centimétrica de arcillas/limos. La capa de tonos grises a negros es alabeada.</p> <p>1,80-? m Alternancia de Sp/Sh.</p>
Columna estratigráfica			

4.5.1.2. Clasificación textural y densidad aparente

Las texturas obtenidas del análisis de las muestras tomadas en las distintas calicatas y a distintas profundidades son mayoritariamente arenosas, con valores muy altos del porcentaje de arenas (valores siempre mayores de 80%) (tabla 4.5). No se observan diferentes texturas entre las distintas profundidades ni entre las tres calicatas, únicamente un ligero aumento del porcentaje total de limo y arcillas en las calicatas más próximas al dique. Es importante recordar que las texturas son calculadas para sedimentos tamizados a 2 mm, por lo que estos resultados no aportan información sobre la cantidad de gravas, si bien se ha observado que son menos abundantes que las arenas apareciendo dispersas entre ellas o formando capas de 5 a 10 cm de espesor, como ya se ha comentado.

La densidad media obtenida para los sedimentos retenidos en el dique 1 es de $1,13 \text{ g cm}^{-3}$, siendo el valor de $0,99 \text{ g cm}^{-3}$ el más bajo y el de $1,40 \text{ g cm}^{-3}$ el mayor (tabla 4.5). Estos valores son algo más bajos que los definidos habitualmente para suelos arenosos, que muestran valores comprendidos entre $1,45$ y $1,60 \text{ g cm}^{-3}$, y son de hecho más próximos a los valores otorgados a suelos arcillosos estructurados, $1,05$ a $1,10 \text{ g cm}^{-3}$ (Porta Casanellas *et al.*, 1999); en todo caso, hay que tener en cuenta que los sedimentos presentes en la cuña de sedimentación pueden tener una cohesión menor, y por tanto una mayor porosidad y, consecuentemente, una densidad menor que los suelos descritos por Porta Casanellas *et al.* (1999).

Tabla 4.5. Resultados texturales y de densidad aparente. Entre paréntesis la desviación estándar.

Calicata	Prof. (m)	% Arena 2–0,05 mm	% Limo 0,05–0,002 mm	% Arcilla <0,002 mm	Textura (Clasificación USDA)	Densidad aparente (g cm ⁻³)	Densidad ap. media (g cm ⁻³)	Densidad ap. media (g cm ⁻³)
1	0	88,7	7,3	4,0	Arena	1,23	1,16 (0,09)	
	0,7	92,4	6,3	1,3	Arena	1,23		
	0,9	90,2	7,3	2,5	Arena	-		
	1,2	-	-	-	-	1,04		
	1,7	-	-	-	-	1,19		
	1,9	91,4	5,8	2,8	Arena	-		
	2,2	94,2	4,3	1,5	Arena	1,10		
2	0	80,1	14,9	5,0	Arenoso-franca	1,17	1,02 (0,10)	1,13 (0,10)
	0,3	-	-	-	-	0,91		
	0,5	89,8	7,7	2,5	Arena	-		
	0,7	92,1	5,4	2,5	Arena	1,01		
	1,2	89,5	6,2	4,3	Arena	1,02		
	1,6	91,5	4,5	4,0	Arena	0,99		
3	0	86,6	8,9	4,5	Arena	1,40	1,22 (0,12)	
	0,5	91,0	6,3	2,8	Arena	1,27		
	0,8	-	-	-	-	1,09		
	0,9	88,7	7,3	4,0	Arena	1,10		
	1,3	90,0	7,0	3,0	Arena	1,19		
	1,8	89,6	7,4	3,0	Arena	1,27		

"-"=sin datos de textura o densidad ya que no se tomó muestra para uno u otro fin a esa profundidad.

4.5.2. Volumen de sedimentos retenidos en los diques y tasas de producción de sedimentos

El volumen total de sedimentos retenido en los tres diques para los cinco años de seguimiento asciende a 2.700 m³, lo que corresponde a una cantidad de sedimentos total de 3.000 Mg.

Con esos datos, la tasa media de producción de sedimentos anual para este periodo es de 121 Mg ha⁻¹año⁻¹ con una desviación estándar de 79. La mayor tasa de producción de sedimento calculada es de 243 Mg ha⁻¹año⁻¹ y corresponde al año 2010. El valor mínimo calculado es de 62,6 Mg ha⁻¹año⁻¹ para el año 2009 (ver tabla 4.6 y tabla 4.7, donde también se expresan los resultados para los años hidrológicos).

La tabla 4.8 muestra las características de la lluvia registrada para el periodo de tiempo comprendido entre las fechas en que las barras fueron medidas. También puede verse el volumen y el peso de sedimentos retenidos en cada dique para dicho periodo de tiempo, así como la tasa de producción de sedimentos anual. En esta tabla puede apreciarse que algunos valores de volumen son negativos, esto se debe a que al calcular el volumen entre el MDE del dique vacío y de la superficie obtenida tras la medición de las barras, el volumen resultante es menor al calculado con los datos de la medición anterior. Esto puede deberse a varias causas: 1) al asentamiento o compactación de los sedimentos; 2) a la formación de regueros que evacuen sedimentos hacia el siguiente dique situado aguas abajo, lo que ocurriría una vez el dique esté lleno; 3) a que las barras se encuentren en zonas de pequeños regueros que hace que la altura de la barra medida sea mayor que en la medida anterior y por tanto el MDE resultante esté por debajo del precedente; o 4) a diferencias debidas al suavizado de los MDE, es decir, a errores en el procesado de los datos.

Tabla 4.6. Tasas de producción de sedimentos anuales y tasa media para el periodo enero de 2008 a enero de 2012. Entre paréntesis la desviación estándar.

Año	Precipitación anual (mm)	Tasa producción sedimentos (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)	Tasa producción sedimentos media (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)
2008	527	76,3	121 (79,1)
2009	614	62,6	
2010	900	243	
2011	493	63,4	
2012	373	158	

Tabla 4.7. Tasas de producción de sedimentos para los cuatro años hidrológicos incluidos en el periodo monitorizado y tasa media para el periodo octubre 2008 a septiembre 2012. Entre paréntesis la desviación estándar.

Año hidrológico	Precipitación anual (mm)	Tasa producción sedimentos (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)	Tasa producción sedimentos media (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)
2008/2009	446	55,8	99 (71)
2009/2010	930	201,3	
2010/2011	662	93,4	
2011/2012	339	47,0	

Tabla 4.8. Características de la precipitación y volumen y cantidad de sedimento retenido en los diques para los 5 años de seguimiento. Las casillas en blanco indican que aún no se monitorizaban los diques 2 y 3 en esas fechas.

Fecha medición	Nº días lluvia	P (mm)	P max. 24h (mm)	Dique 1		Dique 2		Dique 3		Tasa producción sedimentos (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)
				Vol. sed. (m ³)	Masa sed. (Mg)	Vol. sed. (m ³)	Masa sed. (Mg)	Vol. sed. (m ³)	Masa sed. (Mg)	
25/01/2008	-									
03/03/2008	9	38,6	9,60	159	180					
13/03/2008	1	0,40	0,40	-1,79	-					
30/03/2008	8	11,8	3,80	4,83	5,5					
16/04/2008	12	106	35,6	89,8	101					
28/04/2008	7	95,2	35,4	60,3	68,1					
17/06/2008	34	184	26,2	79,9	90,2					76,3
26/06/2008	2	0,60	0,40	15,8	17,8					
16/07/2008	6	6,40	1,80	-6,68	-					
01/09/2008	4	10,8	4,80	8,99	10,2					
17/09/2008	4	12,4	7,20	-11,7	-					
24/11/2008	18	91,5	38,6	-32,4	-					
27/02/2009	46	141	18,2	70,0	79,1					
28/06/2009	43	150	15,8	208	235					
27/08/2009	6	21,2	10,8	13,6	15,4					62,6
26/10/2009	22	113	29,2	8,15	9,2					
02/02/2010	27	255	39,6	67,54	76,3					
12/04/2010	37	241	28,2	578	653					
20/07/2010	41	282	39,3	306	346	19,5	22,0			243
04/11/2010	22	220	32,6	187	211	18,9	21,3			
17/01/2011	28	163	17,8	154	174	35,8	40,4			
11/03/2011	23	96,8	12,2	-57,6	-	4,40	4,90			
16/05/2011	30	218	25,6	93,5	106	40,9	46,2			63,4
15/12/2011	37	175	35,4	21,9	24,7	48,9	55,3			
23/01/2012	7	14,6	6,40	2,78	3,10	-2,00	-	58,3	65,9	
12/09/2012	53	238	37,6	84,8	95,8	63,8	72,1	5,90	6,70	158
24/01/2013	58	178	35,4	0	0	203	230	97,8	111	

P=precipitación. "-"=sin dato de masa, imposible calcular cantidad de sedimento.

4.5.3. Relación entre los sedimentos retenidos en los diques y la precipitación

El coeficiente de correlación de Spearman indica que existe una relación estadísticamente significativa entre la cantidad de sedimentos retenidos en los diques y la precipitación (volumen) ($P=0,0025$). Sin embargo dicha relación significativa no existe entre la cantidad de sedimentos retenidos en los diques y la precipitación máxima en 24 horas (intensidad) (tabla 4.9).

Tabla 4.9. Resultados cálculo del coeficiente de correlación de Spearman. n =número de datos. r^2 = coeficiente de correlación. Código de significancia estadística $\alpha=0,05$

Variables comparadas	Coeficiente de correlación de Spearman		
	n	r^2	P valor
Cantidad de sedimentos retenidos (Mg) vs Precipitación acumulada (mm)	21	0,70	0,0017*
Cantidad de sedimentos retenidos (Mg) vs Precipitación máxima 24h (mm)	21	0,42	0,0580

4.5.4. Estimación de la edad de la cárcava de Ribagorda

El volumen de materiales erosionados en la cárcava de Ribagorda desde su formación es de 692.700 m³. Este volumen corresponde al de los materiales que componen el sustrato de la ladera; sin embargo, como se ha explicado, los materiales arenosos de la Formación Utrillas (como cualquier otro, en realidad), al ser erosionados, se expanden, ocupando un volumen mayor. El coeficiente de esponjamiento medio calculado para la región del Alto Tajo es de 1,23, por lo que el volumen expandido de los materiales erosionado en la cárcava sería de 852.000 m³.

Teniendo en cuenta que en cinco años la cárcava produjo un volumen de sedimentos (expandidos) de 2.700 m³, para producir los 852.000 m³, se necesitaría un total de 1.780 años, lo que correspondería la edad de la cárcava. Esta simple correlación sería considerando que las características climáticas y los procesos de erosión no han variado significativamente, y que los cinco años monitorizados fueran representativos del conjunto. Es decir, de acuerdo a este cálculo podría decirse que la cárcava de Ribagorda se inició en torno al año 400 de nuestra era (AD) o después de Cristo (DC). Todo ello introduce una incertidumbre muy alta, si bien posibilita realizar una primera aproximación, que permite discutir sobre un origen reciente o antiguo de esta forma erosiva.

4.6. Análisis de los resultados y discusión

4.6.1. Descripción de los sedimentos retenidos en los diques

La descripción de los materiales existentes en la cuña sedimentaria aporta información complementaria al cálculo de tasas de producción de sedimentos, permitiendo caracterizar los sedimentos retenidos. Un análisis más amplio y detallado de las facies observadas, así como su disposición en la cuña sedimentaria, permitiría desarrollar un modelo de sedimentación detallado para el dique 1. Sin embargo tal análisis no ha sido realizado ya que no era el objetivo del estudio.

Aún así, las facies descritas permiten deducir bajo qué régimen hídrico se sedimentaron, mediante la comparación con facies y modelos de sedimentación propuestos por otros autores. Con este fin se ha seleccionado el modelo descrito por Conesa García y García Lorenzo (2007b) ya que es un modelo de relleno para diques de retención con características similares y, como ellos explican, este modelo difiere mucho de los descritos para embalses y lagos.

Las diferencias básicas entre la sedimentación en embalses o lagos y en diques de retención es la ausencia de agua y el pequeño tamaño del vaso o receptáculo de retención de sedimentos de los diques. Los diques de retención se comportan como un obstáculo para el flujo de agua y sedimentos, haciendo que los éstos se depositen rápidamente. Además, dado el pequeño tamaño del vaso y su habitual localización en tramos con alta pendiente, los diques tienen muy poca capacidad para favorecer la clasificación de los sedimentos (Conesa García y García Lorenzo, 2007b). En el caso del dique 1, estos procesos además se ven acentuados por la cercanía del dique a la cárcava, situándose inmediatamente aguas abajo del colector de la cárcava, de modo que los sedimentos retenidos aguas arriba del dique acaban rellenando parte del propio colector.

De acuerdo con Conesa García y García Lorenzo (2007b), las facies de gravas matriz soportadas (Gms) pueden describirse como materiales transportados como carga de fondo que pueden depositarse en zonas próximas al dique. Estas facies, además, indicarían ambientes de alta energía. En la cuña sedimentaria estudiada, encontramos estas facies en la parte superior de la calicata 1 (la más alejada del dique) y asociadas a facies con arenas gruesas

(Sp) en la calicata 3 (la más próxima al dique). Las facies más comunes, como ya se ha indicado, son las arenosas (Sh y Sp). Las arenas se depositarían en ambientes de menor energía respecto a las gravas. Las arcillas y limos (facies Fl y Fm) se depositan en ambientes de inundación. En este caso concreto pueden ser zonas encharcadas que se forman en la superficie, ya que se encuentran en las tres calicatas. Además, se ha observado un ligero aumento de los materiales finos en la calicata más próxima al dique (calicata 3), lo que encajaría con la idea de que el dique es un obstáculo que frena el flujo, permitiendo que los materiales tengan más tiempo para sedimentar, y puedan distinguirse capas mejor definidas de limo y arcillas que en las calicatas 1 y 2. Las capas y superficies alabeadas se interpretan como pequeños *ripples* producto del flujo del agua. La rápida deposición de los sedimentos explicaría la presencia de facies de arenas sin aparente estratificación, con gravas dispersas y materiales más finos. Esto indicaría que no ha habido tiempo suficiente para una clasificación de los sedimentos.

En este caso, dada la proximidad del dique 1 a la cárcava, tal vez sea mejor asemejar las facies de la cuña sedimentaria a depósitos de tipo cono aluvial, más que a depósitos fluviales *sensu stricto*, si bien la naturaleza de ambos puede ser muy similar.

Los resultados de las muestras tomadas para el cálculo de densidad aparente muestran que los valores más altos corresponden a las muestras tomadas en superficie, lo que contrasta con la idea general de que las muestras tomadas a mayor profundidad serían las más densas, por procesos de compactación. Este hecho podría deberse a la formación de costras superficiales que cementan los sedimentos en superficie, mientras que en capas inferiores el agua infiltrada disuelve este cemento.

4.6.2. *Volúmenes de sedimentos retenidos y tasas de producción de sedimentos*

La metodología empleada para el cálculo de tasas de producción de sedimentos, es decir, el cubicaje del volumen de sedimento retenido en los diques, ofrece datos fiables, que aportan información muy útil para la estimación de tasas de producción de sedimentos (Romero-Díaz, 2008). Sin embargo esta metodología puede presentar algunas limitaciones.

Así en este estudio se han obtenido volúmenes de sedimentos negativos, que han sido interpretados de distintas formas, pero sin poder decir con certeza a que se debe, siendo tal vez producto de la combinación de varios factores. Los resultados parecen indicar que este método no es muy sensible a la removilización de los sedimentos dentro del vaso del dique, lo que no tiene por qué implicar una pérdida de volumen. La evacuación de sedimentos una vez el dique esté totalmente colmatado, mediante la formación de canales o regueros sobre la superficie, se ha observado en campo y permitiría explicar estos volúmenes negativos.

Por otro lado, las tasas de producción de sedimentos calculadas se refieren a los sedimentos retenidos por los diques. Los diques son efectivos para retener partículas de tamaño grueso y medio. Sin embargo, los sedimentos de tamaño limo y arcilla pueden escaparse por los huecos existentes en la estructura gavionada (Conesa García, 2004). Además, hay que tener en cuenta que las arcillas y una parte del limo discurren en suspensión coloidal, por lo que en los episodios de precipitación moderada o intensa, rebosarán el dique y no precipitarán.

La capacidad de retención de sedimentos de los diques de gavión es muy difícil de estimar, ya que las fórmulas disponibles se han diseñado para estructuras para el control de caudales, con características muy diferentes, por lo que, no son aplicables aquí. Además dichas fórmulas no son apropiadas para embalses de pequeño tamaño (Martín Rosales, 2003).

Martín Rosales (2003) hizo un esfuerzo para calcular la capacidad de retención de sedimentos (*trap efficiency*) de un dique de gavión, concluyendo que el coeficiente de retención de sedimentos en suspensión es de 0,35. Sin embargo, también señalan que sería necesario un estudio más detallado de la capacidad de retención de sedimentos tanto en suspensión como en carga de fondo.

Teniendo en cuenta lo explicado anteriormente, puede decirse que los valores de tasas de producción de sedimentos calculados mediante el cubicaje de los sedimentos retenidos en los diques de gavión son tasas mínimas, pudiendo ser estas hasta un 65% mayores, para los sedimentos en suspensión (limo y arcilla), de acuerdo con Martín Rosales (2003). Lucía (2013) indica que en cárcavas del centro peninsular, desarrolladas sobre arenas muy similares a las del Alto Tajo, la mayor parte del sedimento (más del 70%) se transporta como

carga de fondo, mientras que una pequeña proporción (entre el 0,1% y el 28,7%) corresponde a sedimentos transportados en suspensión. De acuerdo con esto, aunque los sedimentos en suspensión puedan ser hasta un 65% mayor, las tasas de producción de sedimentos calculadas para la cárcava de Ribagorda no variarían mucho, ya que éste 65% más sería, como máximo, para el 28,7% del material erosionado en la cárcava.

Por otro lado, una consecuencia de la construcción de diques de corrección hidrológica, ampliamente descrita por otros autores, es la erosión aguas abajo de los mismos (García-Ruiz y Puigdefábregas, 1985; Brandt, 2000; Castillo *et al.*, 2007; Romero-Díaz, 2007). Este hecho debe tenerse en cuenta a la hora de analizar las tasas de producción de sedimentos, ya que parte de los sedimentos retenidos en los diques 2 y 3 podrían corresponder a la erosión de los canales, inducida por la construcción de los propios diques.

Las tasas de producción de sedimento obtenidas reflejan una importante actividad erosiva en la cárcava de Ribagorda. De acuerdo con las relaciones entre área de cuenca y tasas de producción de sedimento publicadas por Nadal-Romero *et al.* (2011), la cárcava de Ribagorda posee tasas de producción de sedimentos inferiores a la media. Nadal-Romero *et al.* (2011) obtuvieron una tasa de producción de sedimentos media de $475 \text{ t ha}^{-1}\text{año}^{-1}$ para cuencas con tamaño menor de 10 ha, siendo la tasa de producción de sedimentos media para la cárcava de Ribagorda de $121 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$.

Sin embargo, para hacer una comparación lo más correcta posible, es necesario tener en cuenta las características específicas de la cuenca (litología, clima, tamaño de cuenca, etc.). De la bibliografía consultada, interpretamos que las cárcavas más similares a la de Ribagorda serían las estudiadas por Lucía *et al.* (2012) y Lucía *et al.* (2013) en la provincia de Segovia, al desarrollarse sobre litologías muy similares (Facies Utrillas), en una posición fisiográfica equivalente (ambas se desarrollan en laderas de relieves tabulares, con calizas a techo) y bajo un régimen climático similar, aunque algo más suave (y menos erosivo) en la provincia de Segovia. Los trabajos de Lucía y colaboradores muestran tasas de producción de sedimentos de 45 y $58 \text{ t ha}^{-1}\text{año}^{-1}$ (Lucía *et al.*, 2012) y $74 (\pm 11) \text{ t ha}^{-1}\text{año}^{-1}$ (Lucía, 2013), para cárcavas con una superficie de 1,32 ha. Estos valores son algo inferiores a los registrados en la cárcava de Ribagorda, que tiene una superficie de 4,17 ha ($0,04 \text{ km}^2$), pero del mismo orden de magnitud.

Una vez obtenidos los valores de tasas de producción sedimento para esta cárcava de Ribagorda, cabría preguntarse si todos los materiales erosionados en la cárcava llegarían al río Tajo. En la actualidad la respuesta a esa pregunta es que no, ya que existen varios diques de retención de sedimentos en la cuenca. Si estos diques no existieran, como ocurría antes de los años 90, para responder a esa pregunta se debería tener en cuenta la conectividad de cuenca con el río Tajo, entendiendo por conectividad (*connectivity, coupling*) la transmisión de materia y energía (o agua y sedimentos) entre los componentes de un sistema o unidades de un paisaje (Harvey, 2001). La cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda posee una superficie de 124 ha y un cauce principal de 2,3 km, muy encajado, especialmente en la parte baja de la cuenca. El tamaño de la cuenca, su irregularidad y la distancia desde la cárcava al río Tajo permitiría la deposición de parte de los sedimentos dentro de la propia cuenca (en los propios colectores de la red de drenaje), evitando su llegada al río Tajo, aunque otra parte sí llegaría al río. Como media, el 70% de sedimento producido en una cuenca queda retenido en ella (Wilkinson y McElroy, 2007). Este dato se refiere a nivel global, y para cuencas fluviales mucho más grandes, de modo que tiene difícil extrapolación aquí, pero sirve para explicar que sólo un porcentaje del total erosionado habría llegado al río Tajo.

Para conocer con exactitud qué porcentaje de los materiales erosionados en la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda llegarían al río Tajo (*sediment yield* de la cuenca) sería necesario medir los sedimentos tanto en suspensión como la carga de fondo en la confluencia del arroyo de la Virgen de Ribagorda con el río Tajo, lo cual ahora mismo daría resultados distorsionados, por la modificación que introducen los diques.

Como se ha indicado, aguas abajo de la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda, en el río Tajo, se encuentra la minicentral hidroeléctrica del Molino de Arriba. El azud de esta minicentral posee en la actualidad gran cantidad de sedimentos retenidos. Dadas las condiciones de la cuenca del Tajo aguas arriba, con abundante vegetación y suelos desarrollados, se cree que muchos de los sedimentos retenidos en el azud pueden provenir de la cárcava de Ribagorda, lo que indicaría una alta conectividad entre la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda y el río Tajo.

4.6.3. *Relación entre los sedimentos retenidos en los diques y la precipitación*

La cantidad de sedimentos movilizados de la cárcava y retenidos en el dique se relaciona estadísticamente con el volumen de la precipitación y no con la intensidad (precipitación máxima en 24 h). Este tipo de relaciones se dan en ambientes donde la erosión está menos limitada por la disponibilidad de sedimentos a evacuar que por la erosividad de la lluvia. Es decir, en condiciones de alta susceptibilidad a la erosión, como en el caso de la cárcava de Ribagorda, en las que la energía de la lluvia no es tan limitante. También se ven favorecidas estas condiciones cuando las tasas de infiltración son bajas, de manera que el umbral de intensidad de lluvia a partir del cual se genera escorrentía es bajo (Nicolau, 2002).

4.6.4. *Estimación de la edad de la cárcava de Ribagorda*

La edad de la cárcava obtenida debe considerarse como una primera estimación, ya que son muchos los factores que intervienen en la formación y desarrollo de las cárcavas, por lo que no tiene por qué ser un proceso constante o continuo.

El primero de estos factores es el relacionado con las características climáticas. En la Península Ibérica, durante los últimos 3000 años, se han observado oscilaciones climáticas a escala de siglos y décadas, entre ellas el denominado periodo Húmedo Ibero-Romano, la Anomalía Climática Medieval (años 550-1300 AD) y la Pequeña Edad del Hielo (años 1300-1850 AD), las cuales manifestaron un fuerte impacto en el ciclo hidrológico (Cacho *et al.*, 2010). Otras variaciones registradas son por ejemplo, un incremento de la temperatura y precipitación durante el siglo XIV y un aumento de la precipitación en la costa mediterránea a finales del siglo XVI, en el siglo XVIII y durante la segunda mitad del siglo XIX (Cacho *et al.*, 2010). Estas variaciones climáticas han sido también registradas en la región del Alto Tajo, concretamente en los depósitos de la laguna de Taravilla (Valero-Garcés *et al.*, 2008).

El segundo de ellos estaría relacionado con la cubierta vegetal. La cobertura vegetal también ha variado con el tiempo, como se ha explicado en la introducción de esta memoria, y se ha observado en el análisis de las fotografías aéreas. Esta modificación de la cubierta vegetal está también muy ligada a las variaciones climáticas. En ambientes mediterráneos, ésta cubierta

vegetal ha sido además modificada por el hombre (Lasanta *et al.*, 2006; García-Ruiz *et al.*, 2010).

Otros factores condicionantes para el desarrollo y evolución de la cárcava son los propios procesos de formación, ya que de acuerdo con Gómez Gutiérrez *et al.* (2011), las cárcavas puede pasar por sucesivos ciclos de erosión y sedimentación.

Estas variaciones climáticas, de la cubierta vegetal y de los procesos para la formación y evolución de la cárcava, influirían en la intensidad y desarrollo de los procesos erosivos y por tanto en la evolución de la cárcava, por lo que la edad estimada puede tener una alta incertidumbre, y ser bastante diferente a nuestra estimación.

4.6.5. *Sobre la necesidad y efectividad de los diques de corrección hidrológica*

Como se ha indicado, distintos autores han observado que la construcción de diques de corrección hidrológica trae consigo una serie de modificaciones geomorfológicas en los cauces y también del régimen hídrico (Rosgen, 1994; Brandt, 2000; Conesa García y García Lorenzo, 2007a; García-Ruiz y Puigdefábregas, 1985). Estas modificaciones inducidas por la construcción de diques deben tenerse en cuenta a la hora de planificar actuaciones de corrección hidrológica, ya que provocan cierto impacto ambiental (Pulido Bosch *et al.*, 1992; Conesa y García Lorenzo, 2007a).

En lo referente a su función como trampa de retención de sedimentos, Conesa García (2004) indica que es necesario que la capacidad de retención no sea menor del 50%, por lo que, para que cumplieran su función, sería necesario un mantenimiento continuo de los diques, que puede ser costoso en cuencas con alta producción de sedimentos (Conesa García, 2004). Por otro lado, el golpeteo del agua sobre la malla del gavión, y otros procesos como el asentamiento del dique o el descalce de las alas del dique contribuyen a un deterioro de estas estructuras. Todos estos procesos indican que la vida útil de los diques de retención es limitada, dependiendo de las características de la cuenca en que se incluyan.

En cuanto a la necesidad de la construcción de estos diques, cabría preguntarse si son necesarias las medidas de retención de sedimentos en una cuenca *a priori* “natural” ya que esta retención de sedimentos puede afectar al régimen hídrico de la red fluvial del entorno y, en este caso, del propio río Tajo. Cabría entonces preguntarse cuáles son los efectos en la red fluvial de una reducción de aporte de sedimentos.

4.7. Conclusiones

Las facies de relleno del dique son mayoritariamente arenosas, con presencia de capas de gravas y materiales más finos (limos y arcillas). Estas facies se asemejan a depósitos de origen fluvial. Pero dada la proximidad del dique a la cárcava, parece más correcto hablar de depósitos de tipo cono aluvial.

El relleno y disposición de los sedimentos en los diques es similar al modelo de relleno para diques de corrección hidrológica propuesto por Conesa García y García Lorenzo (2007b).

La metodología empleada para el cálculo del volumen de los sedimentos retenidos en los diques, y posteriormente las tasas de producción de sedimentos, parece adecuada. Sin embargo, se han encontrado algunas limitaciones debidas a las características de los propios diques.

El volumen total de sedimentos retenido en los diques, para los cinco años de seguimiento, es de unos 2.700 m³, lo que corresponde a una cantidad total de 3.000 Mg. La tasa media de producción de sedimentos anual es de 121 Mg ha⁻¹ año⁻¹, con una desviación estándar de 79, valores similares a los descritos por otros autores para cárcavas situadas en ambientes parecidos.

Estos resultados indican que los diques de corrección hidrológica contribuyen a la retención de sedimentos, impidiendo que éstos lleguen al río Tajo, pero sólo durante un periodo de tiempo muy limitado. Si tenemos en cuenta que esta cárcava se interpreta como natural, y que nos encontramos en un espacio protegido, la construcción de este tipo de estructuras debería analizarse de manera mucho más crítica, evaluando los efectos negativos que éstas introducen.

Se ha obtenido una relación estadísticamente significativa entre el volumen de precipitación y la cantidad de sedimento retenido en los diques, pero no con la intensidad máxima en 24 h. Esto se interpreta como que la exportación de materiales de la cárcava no está limitada por la energía de la lluvia, dada la elevada susceptibilidad a la erosión del sustrato y/o la baja permeabilidad del mismo.

Al ritmo de erosión que se ha registrado en este estudio, la cárcava de Ribagorda habría necesitado 1.780 años para evolucionar desde su inicio al estado actual. Aunque es bien sabido que los ritmos de erosión han experimentado importantes cambios en los últimos dos mil años a causa de variaciones climáticas y de los usos antrópicos. Lo elevado de la estimación obtenida permitiría pensar en un origen natural de la cárcava más que en un origen antrópico.

Capítulo 5

LAS MINAS SIN MEDIDAS PARA EL CONTROL DE LA EROSIÓN Y SEDIMENTACIÓN EN EL CONTEXTO DE SU CUENCA HIDROGRÁFICA

El caso de la cuenca del arroyo Peñalén



Fotografía aérea oblicua de la cabecera de cuenca del arroyo Peñalén.
(Foto: Rafael Ruiz de la Cova, agosto de 2006)

En los capítulos 3 y 4 se ha mostrado la cuantificación de la erosión y de la producción de sedimentos tanto para una mina activa (capítulo 3), con sistemas de control de la erosión y la sedimentación, como para una cárcava (capítulo 4). En este capítulo 5 se analizan estos mismos procesos en el contexto espacial de su cuenca hidrológica. Se presenta y analizan los resultados obtenidos en la cuenca del arroyo Peñalén. Esta cuenca posee en su interior dos frentes mineros inactivos con escombreras asociadas, sin medidas de control para la erosión y sedimentación, así como una serie de cárcavas y de laderas sujetas a deslizamientos superficiales, escenarios todos ellos con una alta actividad de procesos erosivos y de flujo de sedimentos.

Resumen

La cuenca del arroyo Peñalén se localiza en la Zona Periférica de Protección del Parque Natural del Alto Tajo, en el término municipal de Peñalén. Esta cuenca hidrográfica se caracteriza por tener laderas muy largas y de pendiente muy elevada, que favorecen tanto los procesos de erosión hídrica como los movimientos en masa, lo cual se evidencia en formas del terreno como cárcavas o cicatrices de deslizamiento. Al mismo tiempo, en esta cuenca se sitúa la mina inactiva Santa Engracia, con dos frentes de explotación. La severidad de los procesos erosivos, tanto en laderas naturales como en las zonas mineras, ha condicionado la construcción de una serie de diques de corrección hidrológica. Éstos fueron erigidos en tres periodos (1981, 1984 y 2009-2010) con el objetivo de retener sedimentos, para que éstos no alcanzasen al inmediato arroyo Merdero, del que la cuenca de Peñalén es tributaria, y finalmente al río Tajo. Y también con el pretendido objetivo de ‘estabilizar’ cauces y laderas.

En este capítulo se explican los procesos erosivos y el flujo y transporte de sedimentos de esta cuenca, y se cuantifican valores de erosión y de producción de sedimentos. Inicialmente, se identificaron las principales fuentes de sedimentos de la cuenca mediante la aplicación del modelo RUSLE 1.06. Después se han elegido las escombreras exteriores de la mina Santa Engracia conectadas con la red fluvial para cuantificar su erosión, en tanto existe la hipótesis fundada de que son la principal fuente de sedimentos de esta cuenca. Para ello se ha reconstruido su topografía original y se ha calculado el volumen de materiales que han sido erosionados desde estas escombreras. También se ha cubicado el volumen de sedimentos retenidos en dos diques de corrección

hidrológica de esta cuenca mediante técnicas geofísicas. Finalmente, se han relacionado las precipitaciones ocurridas entre el 10 de diciembre de 2009 y el 18 de enero de 2010 con el volumen de sedimentos retenido en los diques para este mismo periodo.

El modelo RUSLE 1.06 indica que las zonas con mayores valores de erosión en esta cuenca son las cárcavas y las zonas sujetas deslizamientos superficiales, así como el conjunto de las zonas mineras, si bien los valores de erosión calculados pueden tener un alto margen de error, dadas las limitaciones de este modelo. A su vez, se ha identificado cómo una parte de las zonas mineras vierten a la red hidrográfica, y constituyen por tanto fuentes de sedimentos de la cuenca, mientras que otras vierten a un hueco endorreico, por lo que no pueden considerarse fuentes de sedimento.

Los resultados obtenidos a partir de medidas directas muestran una actividad erosiva muy alta en la cuenca. El valor medio de erosión para las escombreras exteriores de la mina en sus 19 años de existencia es de $318 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$, correspondiente a un volumen total de 24.500 m^3 (34.600 Mg). El volumen total de sedimentos retenidos en los diques es de unos 13.000 m^3 (19.500 Mg), de los cuales una parte proceden de las cárcavas y de las laderas de la cuenca 'natural', y otra parte de las zonas de las escombreras mineras que vierten a la red fluvial. El análisis de la precipitación y el relleno de los diques indica que unas precipitaciones no excepcionales colmataron los diques en construcción en 2009-2010, en aproximadamente un mes, siendo el volumen total de sedimentos retenido de 4.100 m^3 (6.200 Mg).

Todos estos datos apuntan a una alta actividad erosiva 'natural' en la cuenca, que se ha visto muy acentuada por la actividad en los frentes mineros de Santa Engracia, los cuales, desde su apertura y hasta el momento actual, no han contado con medidas efectivas de control de la erosión y la sedimentación. Todo ello se ha traducido en un incremento importante de la emisión de sedimentos desde esta cuenca hacia el río Tajo, sólo limitado puntualmente por el almacenamiento parcial de sedimentos en los diques de corrección hidrológica.

Abstract

The Peñalén watershed, located in the buffer zone of the Upper Tagus Natural Park, in the Peñalén municipality includes the Santa Engracia inactive mine, with two contour mining working areas and their spoil banks. The severity of the erosive processes, both in natural slopes and mined areas, prompted the construction of a series of check dams in three periods (1981, 1984 y 2009-2010). Their purpose was to trap sediments, avoiding their release to the Merdero and onwards to the Tagus rivers, but also, with the argued aim of 'stabilizing' both streams and slopes.

The erosive processes and the flux and transport of sediments within this watershed are explained in this chapter, having quantified erosion and sediment yield. First, main sediment sources were identified using the RUSLE 1.06 model. Spoil heap areas of the Santa Engracia mine connected with the fluvial network were chosen to quantify their erosion, as they were hypothesized to be the main source of sediments of this watershed. The original spoil heap topography was thus reconstructed, and the volume of the eroded materials was calculated. The volume of the trapped sediments in two check dams was determined using geophysics techniques (*electrical imagin*). Additionally, the precipitation characteristics for the study period was analysed to relate to them with the volume of sediment trapped in the check dams during this same period of time.

The RUSLE 1.06 model indicates, although with high uncertainty, that the gullies, the areas subject to shallow slides, and the mining areas are the landforms with the highest erosion values. Some of the mining areas are connected with the fluvial network, being the main sources of sediments of the watershed, whereas from other mined areas the sediments deposit in an endorheic mining zone.

The results obtained from direct measurements show a high erosive activity in this watershed, on average $318 \text{ Mg ha}^{-1}\text{yr}^{-1}$ for 19 years, corresponding to 24500 m^3 (34600 Mg). The total volume of sediments trapped in the check dams is 13000 m^3 (19500 Mg), part of it coming from the gullies and from the slopes of the 'natural' watershed, and part from those areas of the mining spoil heaps that are connected with the fluvial network. The analysis of the relationship between sediments trapped in the check dams and precipitation

shows that unexceptional precipitation events were capable to generate filling the check dams 4100 m^3 (6200 Mg) within approximately one month.

Hence, the Peñalén watershed has a high 'baseline' erosive activity, which has been increased since the initiation of the Santa Engracia mining activity. This mine from its beginning has undertaken no effective erosion and sediment control measures. This has brought forwards a considerable increase in the volume of sediments to the Tagus river within the Natural Park, among others due to the limited storage of sediments in the check dams.

5.1. Introducción

5.1.1. *La erosión a escala de cuenca: objetivos y aproximaciones*

En los estudios de erosión a nivel de cuenca, uno de los aspectos básicos es la identificación de las principales áreas fuente de sedimento, lo que ayuda a entender los procesos que ocurren dentro de ese ámbito territorial, y aporta información muy útil a la hora de plantear posibles soluciones a los problemas originados por la emisión de sedimentos, si es que éstos constituyen un problema, como es el caso que nos ocupa.

La identificación de las áreas fuente de sedimentos se ha abordado con distintas técnicas, dependiendo de la escala del estudio, siendo algunas de ellas muy detalladas y otras a escala regional, y de los objetivos concretos del estudio (Fargas *et al.*, 1997). Así, destacan aproximaciones realizadas a partir de información geográfica, fisiográfica, litológica y de usos del suelo (por ejemplo, Fargas *et al.*, 1997), o la aplicación de modelos de erosión (por ejemplo, Alatorre *et al.*, 2010). En este sentido, los Sistemas de Información Geográfica han facilitado mucho, recientemente, la aplicación de modelos de erosión a escala de cuenca (véanse, por ejemplo, Trabucchi *et al.*, 2012, o Kim *et al.*, 2012). También existen trabajos sobre la identificación de las áreas fuente de sedimentos, basados en las características especiales de los sedimentos (*Source fingerprinting techniques*), como pueden ser: la mineralogía, el color y el tamaño de las partículas, el magnetismo mineral, los radioisótopos (^{137}Cs , por ejemplo), la composición química o los constituyentes orgánicos (por ejemplo, Ritchie y McHenry, 1990; Kouhpeima *et al.*, 2010).

Las medidas directas de erosión de suelo se han desarrollado principalmente a pequeña escala, y para un periodo concreto de tiempo, por lo que la estimación de la erosión *on-site* y la producción de sedimentos para una cuenca puede ser complicada. Esta complicación se debe, principalmente, a que en una cuenca los procesos están interrelacionados, (es decir, ocurren lo que se denominan procesos ‘en cascada’), y a la falta de información de detalle cuando se abordan estudios a escala regional (Fargas *et al.*, 1997; Alatorre *et al.*, 2010).

Muchos autores, como alternativa a los problemas de disponibilidad de datos para la estimación de la producción de sedimentos a nivel de cuenca, han estudiado los sedimentos retenidos en lagos y embalses, cuando son estudios a escala regional (Romero-Díaz *et al.*, 1992; Avedaño *et al.*, 1997; Navas *et al.*, 1998; Valero-Garcés *et al.*, 1999) o los sedimentos retenidos en pequeños embalses o diques de corrección hidrológica, en estudios de cuencas de menor tamaño (Verstraeten y Poesen, 2002; Martín Rosales, 2003; Romero-Díaz *et al.*, 2007; Romero-Díaz, 2007; Romero-Díaz, 2008; Conesa García y García Lorenzo, 2007a; Boix-Fayos *et al.*, 2008; Kouhpeima *et al.*, 2010; Romero-Díaz *et al.*, 2011).

Dentro de este contexto, y teniendo como referencia los trabajos citados anteriormente, en este capítulo se ha cuantificado la erosión y la producción de sedimentos para distintos contextos espaciales y temporales de la cuenca del arroyo Peñalén, situada en la Zona Periférica de Protección del Parque Natural del Alto Tajo. En primer lugar, mediante la aplicación del modelo RUSLE 1.06, se han identificado las áreas sujetas a mayor actividad erosiva dentro de la cuenca: dos zonas con actividades extractivas, actualmente inactivas y sin medidas para el control de la erosión y sedimentación, y cárcavas y zonas sujetas a deslizamientos superficiales. De las zonas mineras, unas vierten a huecos endorreicos y otras vierten a la red, y por tanto, sólo estas últimas son fuente de sedimentos de la cuenca. Adicionalmente, se ha cuantificado la erosión ocurrida en tres escombreras de la mina que vierten a la red fluvial, y se ha cubicado el volumen total de sedimentos retenido en dos diques de corrección hidrológica situados aguas abajo de las escombreras. También se ha realizado una aproximación para relacionar la precipitación, ocurrida durante el invierno de 2009 a 2010, con los sedimentos retenidos en los diques en este mismo periodo. El objetivo principal de toda esta cuantificación es realizar una primera aproximación a la cuantificación de la erosión y los flujos de sedimentos que ocurren en esta cuenca.

5.2. La cuenca del arroyo Peñalén: antecedentes y problemática

La cuenca del arroyo Peñalén, o Fuente Caliente, se sitúa en el término municipal de Peñalén, en la Zona Periférica de Protección (ZPP) del Parque Natural del Alto Tajo. La cuenca incluye en su interior el núcleo urbano de la población que le da nombre, Peñalén (40° 40' 2" N; 2° 3' 31" W, sistema de coordenadas UTM-30N, datum ETRS 1989).

El arroyo de Peñalén, es un pequeño curso fluvial de 1,7 km de longitud, tributario del arroyo Merdero, el cual es, a su vez, tributario del río Tajo por su margen izquierda (ver figura 5.1). Aunque el arroyo de Peñalén es el curso fluvial principal de la cuenca de Peñalén, existen otros pequeños canales, tributarios de éste, que drenan la escorrentía de la cuenca. El arroyo Peñalén en su trayectoria salva un desnivel de 243 m, por lo que en su perfil longitudinal tiene una pendiente media elevada, siendo esta del 14%.

El área de la cuenca hasta su conexión con el arroyo Merdero es de 192 ha (1,92 km²). La altitud máxima es de 1.443 m y la mínima de 1.051 m, siendo por tanto el desnivel absoluto de la cuenca de 392 m (valores obtenidos a partir de datos LIDAR de 2009 con el *software* ArcGIS 10.1).

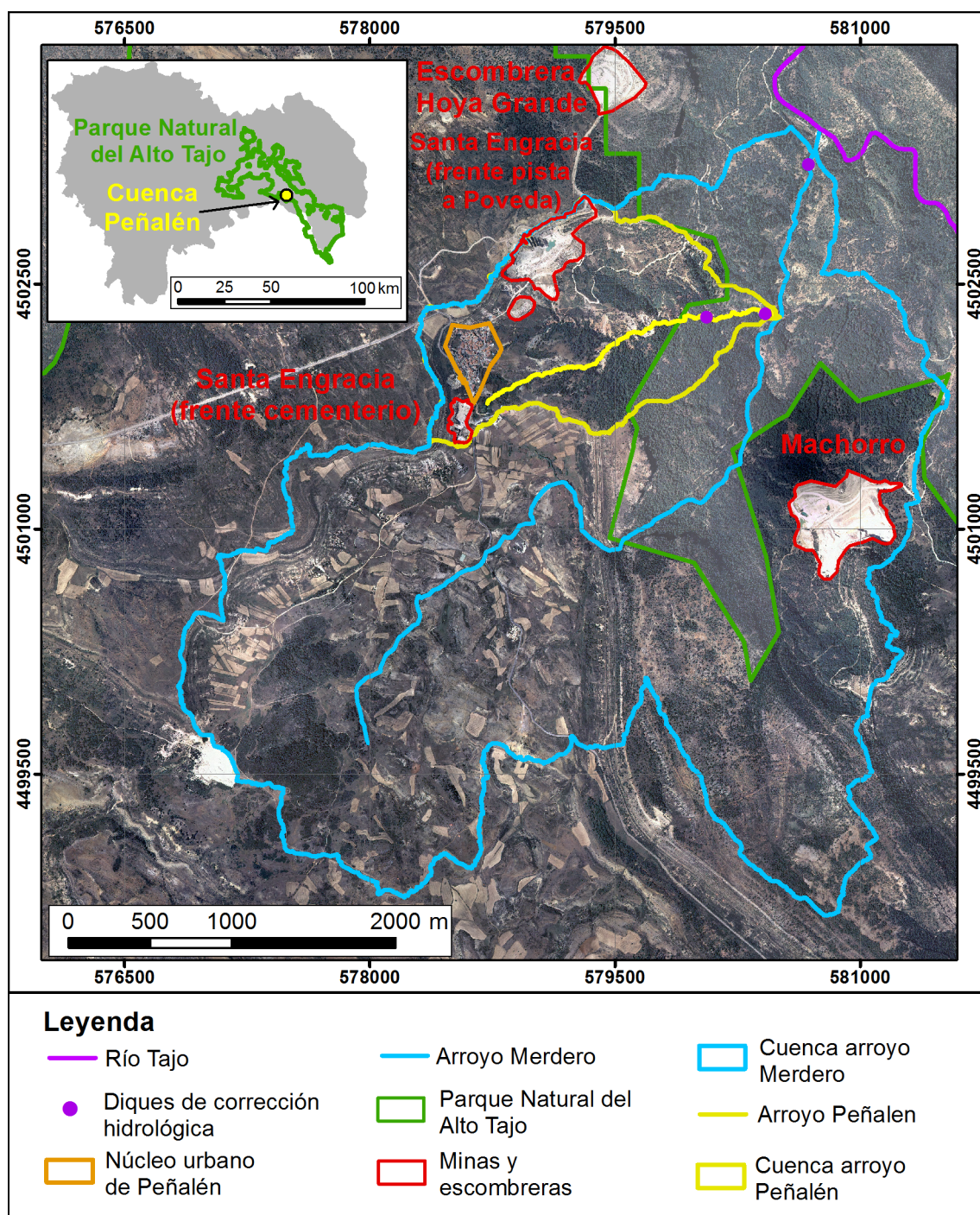


Figura 5.1. Localización de la cuenca del arroyo Peñalén (sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir de la ortofoto del PNOA de 2009, correspondiente a las hojas 514, Taravilla, y 539, Peralejos de las Truchas.

Esta cuenca se caracteriza por tener laderas largas (de hasta 600 m), con alta pendiente (con valores medios de 42 % (23°) y máximos de 951 % (84°) en los frentes de explotación y zonas de cárcavas), debido a que se sitúa en el borde mismo de una extensa paramera, a partir de la cual se encajó el río Tajo y sus tributarios. El paisaje del entorno está condicionado por el cañón que el río Tajo

dibuja aguas abajo de la desembocadura del arroyo Merdero con éste. El nivel de base de esta cuenca, definido por el río Tajo (a unos 1000 m.s.n.m) y la altura de la paramera situada por encima de la cuenca del arroyo Peñalén (unos 1450 m.s.n.m), provoca el desarrollo de laderas de alta pendiente y longitud, ya que se debe salvar un desnivel de unos 450 m en un corto espacio, (unos 3 km). Como se ha explicado en el capítulo 2, *Área de estudio*, esta diferencia de altura en tan corto espacio es la responsable de una elevadísima energía del relieve, que se traduce en una enorme efectividad de los procesos geomorfológicos activos, tales como procesos de erosión hídrica, o movimientos en masa (como desprendimientos o deslizamientos) (ver epígrafe 5.2.1).

Los materiales geológicos de esta cuenca son de edad jurásica y cretácica. Los materiales jurásicos, de composición carbonática, se encuentran en el fondo del valle, y los de edad cretácica (carbonáticos y terrígenos) en las zonas más altas. En la cuenca del arroyo de Peñalén quedan representadas la Formación Carbonatada de Chelva y la Formación Margas y Calizas de Turmiel, del Jurásico. Sobre esta última formación se sitúan las facies Weald, la Formación de Arenas de Utrillas y finalmente las Formaciones, Margas de Chera, Dolomías de Alatoz, Dolomías de Villa de Vés y Margas de Casamedina, ya del Cretácico inferior-medio (Lendínez *et al.*, 1981; Olmo y Álvaro, 1989).

Los suelos más abundantes en esta cuenca son los cambisoles cálcicos, que se desarrollan sobre las formaciones superficiales de coluvión carbonático que recubre las laderas de la cuenca (IUSS Grupo de Trabajo WRB, 2007), habiendo también zonas sin suelo *sensu stricto*, como son las zonas de cárcavas y las áreas sujetas a deslizamientos superficiales.

La cuenca del arroyo Peñalén muestra una elevada cubierta vegetal, encontrándose un denso bosque de *Pinus nigra* en las laderas con orientación norte-noroeste y un bosque de *Quercus faginea* en las laderas con orientación sur-sureste. En la parte alta de la cuenca pueden identificarse campos de cultivo y zonas de pastizal (Ruiz, 1995).

En esta cuenca se sitúa la mina inactiva de Santa Engracia, con dos frentes de explotación (uno cerca del cementerio del pueblo y otro en las inmediaciones de la pista a Poveda) (figura 5.2). El frente del cementerio fue el primero en abrirse, habiéndose iniciado los trabajos en él a finales de la década de 1970. Tras unos años de explotación, los trabajos cesaron, volviendo a iniciarse en

1982, y abriéndose también el frente de la pista que va a Poveda de la Sierra. Poco después se dejó de trabajar en el frente del cementerio, y se continuó la actividad en el frente de la pista, hasta 1990.

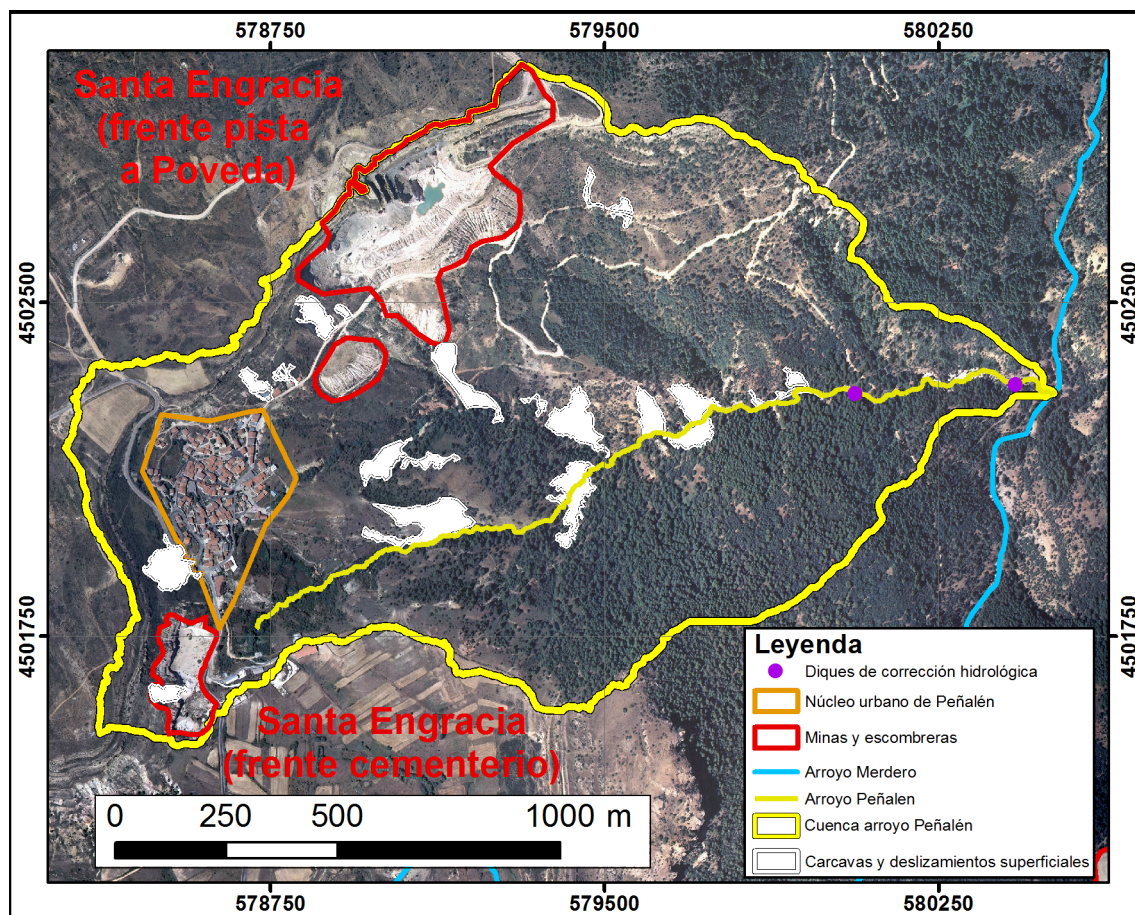


Figura 5.2. Localización de los frentes de explotación de la mina Santa Engracia en la cuenca del arroyo Peñalén. También se señalan las zonas de cárcavas y sujetas deslizamientos superficiales. (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir de la ortofoto del PNOA de 2009, correspondiente a las hojas 514, Taravilla, y 539, Peralejos de las Truchas.

Los dos frentes mineros de la mina Santa Engracia carecen de medidas para el control de la erosión y la sedimentación. El frente del cementerio está totalmente conectado con la red hidrológica, por lo que los materiales erosionados en él son transportados por la escorrentía aguas abajo, alcanzando el arroyo de Peñalén. El frente de la pista a Poveda, tiene una parte no conectada con la red hidrográfica, ocupando una superficie de 6,25 ha. Se trata de un hueco endorreico, donde se producen intensos procesos de erosión hídrica y movimientos en masa (como la formación de regueros y cárcavas, grandes desprendimientos del antiguo frente de explotación que

forman taludes de derrubios), pero que vierten a dicho hueco, quedando los materiales erosionados almacenados en él. Sin embargo, esta zona minera también posee una superficie (8,31 ha) que vierte al exterior, y está, por tanto, conectada con la red hidrográfica. Esta superficie consiste, principalmente, en escombreras exteriores de la zona de explotación minera.

5.2.1. Problemas de erosión en la cuenca del arroyo Peñalén y evolución geomorfológica de las escombreras de la mina Santa Engracia

Como se ha indicado, dadas sus características orográficas, los procesos de erosión son muy activos en la cuenca del arroyo de Peñalén. Algunos de estos procesos son ‘naturales’, y otros han sido inducidos o intensificados por las actividades humanas, concretamente por las actividades mineras.

En esta cuenca pueden distinguirse una serie de cárcavas y zonas sujetas a deslizamientos superficiales (ver figura 5.2), muy condicionados por las pendientes elevadas y los materiales del sustrato favorables a su formación. Estas cárcavas y zonas de deslizamiento pueden considerarse, por tanto, formas de origen ‘natural’. Sin embargo las actividades mineras han inducido el desarrollo de otros procesos, como: deslizamientos y roturas de escombreras, formación de regueros y cárcavas en escombreras, con el consecuente incremento de aporte de sedimentos a la red fluvial.

Los estériles de la mina Santa Engracia, tanto del frente de explotación del cementerio como del frente de explotación de la pista a Poveda, fueron acumulados junto a la carretera o a la pista, para la construcción de escombreras (figura 5.3).



Figura 5.3. Aspecto de la mina Santa Engracia y sus escombreras en 1980. Izquierda, frente de explotación del cementerio; derecha, frente de explotación de la pista que va a Poveda de la Sierra. Fotografías de Paisajes Españoles S.L.

Estas escombreras, construidas por vertido directo sobre las laderas situadas inmediatamente debajo de las zonas de labores mineras, han sido casi siempre muy inestables, por lo que en varias ocasiones ocurrieron deslizamientos de materiales y rotura de las mismas. A modo de ejemplo, en la figura 5.4 se muestran los restos de una pista de deporte construida sobre una escombrera minera, cuyos materiales deslizaron, produciendo la rotura de la pista.



Figura 5.4. Restos de una pista de deporte construida sobre la plataforma de una escombrera de la mina Santa Engracia, en el frente del cementerio, pista afectada por el deslizamiento de la escombrera. Fotografías tomadas el 12 de febrero de 1997. Fotografías cedidas por Guillermina Garzón.

Otro ejemplo de deslizamiento es el que se produjo en una de las escombreras construidas junto a la pista que va a Poveda de la Sierra. En este caso no se puede especificar la fecha exacta en que se produjo (ver figura 5.5).

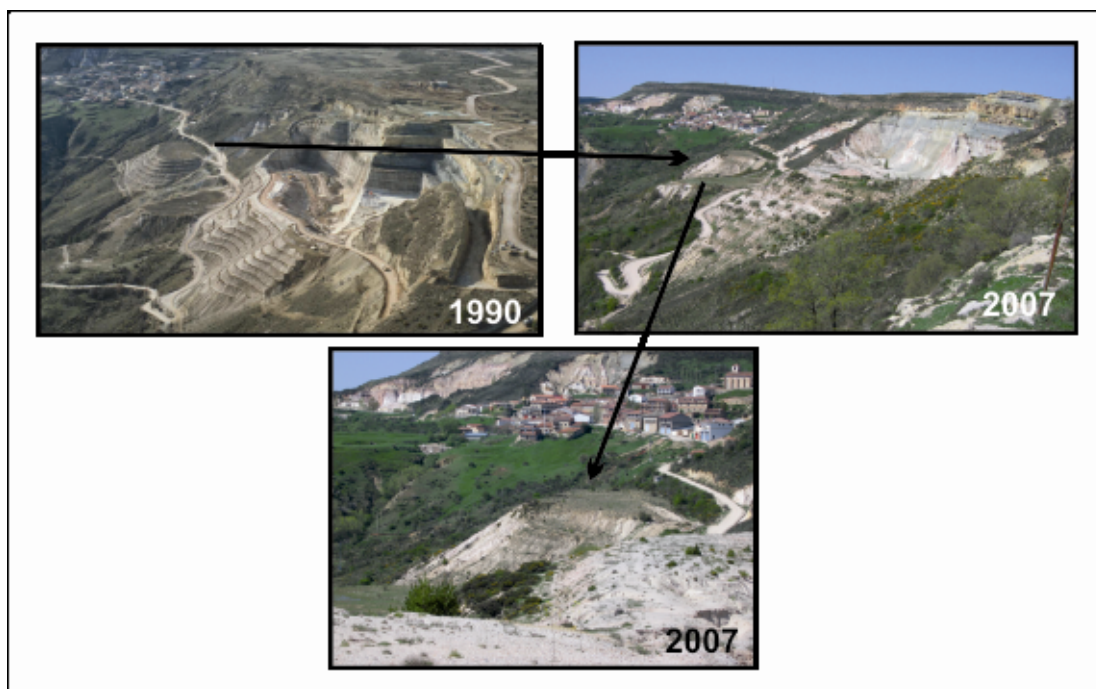


Figura 5.5. Fotografías de las escombreras de la mina Santa Engracia (frente de la pista a Poveda). En la fotografía de 1990 se aprecian las terrazas en las escombreras. En las fotos de 2007 la superficie exterior de la escombrera muestra los signos del deslizamiento. La fotografía de 1990 ha sido cedida por Francisco J. Delgado.

Dada la naturaleza poco cohesiva de los estériles con que se construyeron las escombreras, el desarrollo de regueros y cárcavas es muy común. Como se puede ver en las figuras 5.5 y 5.6, las terrazas que existían en 1990 han sido erosionadas, reconociéndose sólo algún resto de ellas en la actualidad. En definitiva, la evolución geomorfológica de las escombreras pasa de un perfil escalonado a otro con regueros y cárcavas, lo que constituye un claro indicador de inestabilidad geomorfológica en su configuración inicial.

Esta evolución geomorfológica conduce a un aporte de sedimentos continuo desde las escombreras hacia su exterior, de manera que los sedimentos erosionados rellenan cunetas y terminan depositándose en la pista o carretera, entre otros lugares, lo que implica una necesidad importante de mantenimiento por parte del ayuntamiento de Peñalén. Pero además, y sobre todo, estos sedimentos producen un impacto ambiental crítico, de tipo hidrológico, cuando llegan a la red fluvial. También es necesario mencionar que la inestabilidad de estas escombreras tiene, incluso, una alta peligrosidad para personas y bienes.

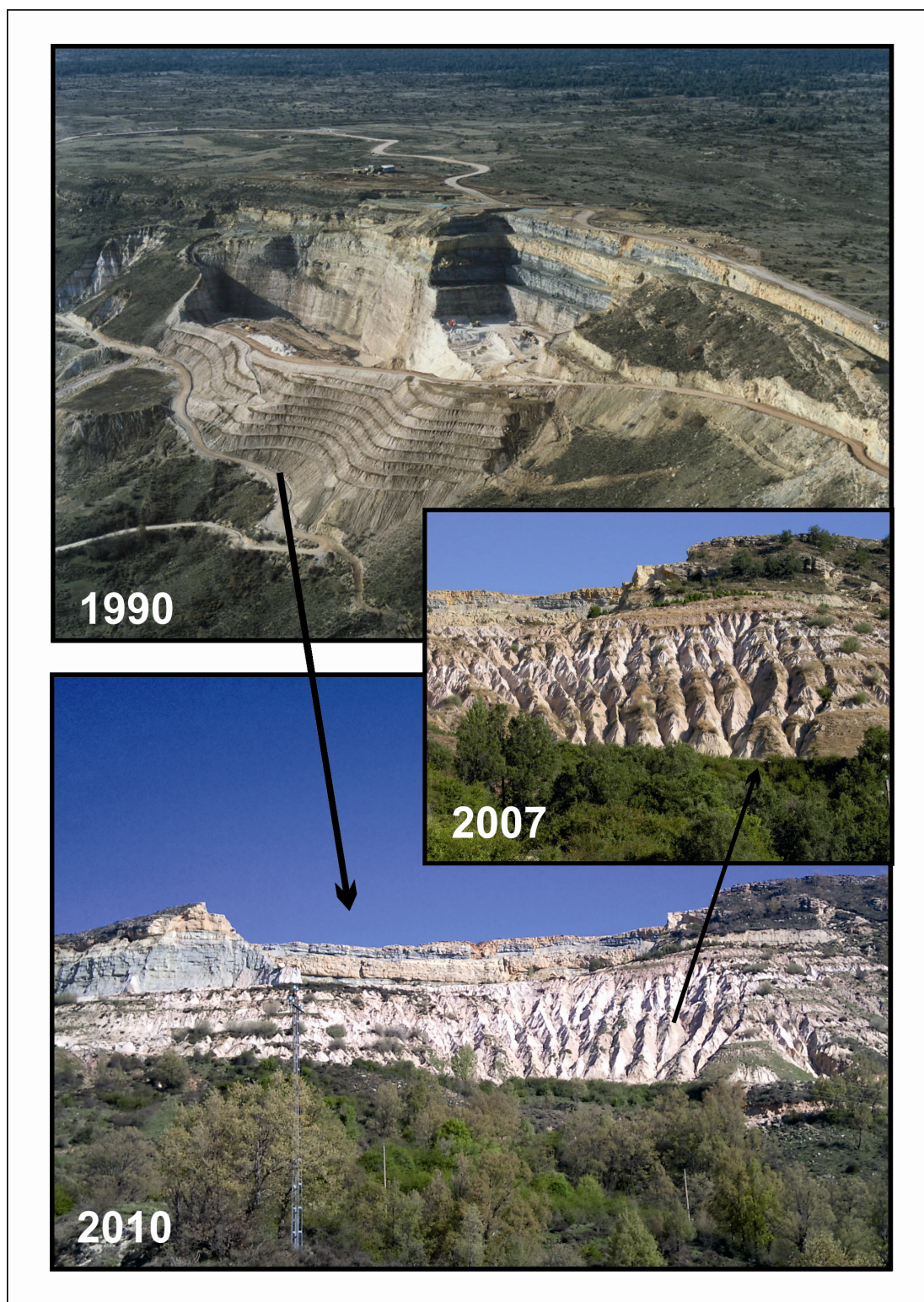


Figura 5.6. Formación de regueros y cárcavas en la escombrera exterior de la Mina Santa Engracia, en el frente de la pista a Poveda. Nótese como en el periodo que va de 2007 a 2010 es evidente la reducción, por erosión, de los interfluvios que quedan entre las cárcavas. La fotografía de 1990 ha sido cedida por Francisco J. Delgado.

En el año 1984, debido a los graves problemas de aporte de sedimentos en el arroyo de Peñalén, se obligó a la empresa que explotaba la mina a construir una escombrera sobre la paramera (Escombrera de Hoya Grande). Aunque esta escombrera se encuentra, en su práctica totalidad, fuera de la cuenca del arroyo Peñalén, dado que está relacionada con la actividad minera de Santa Engracia, se considera que es interesante incluirla en este capítulo. Sirviendo también para poner en contexto la problemática ambiental de esta cuenca. El objetivo de la construcción de esta escombrera era evitar que los sedimentos llegasen al Tajo, quedando almacenados en la paramera. Sin embargo la ubicación de la escombrera Hoya Grande, no fue la idónea, ya que al noreste de la escombrera existe un arroyo (Barranco del Puente), que conecta hidrológicamente con el Tajo, y por donde los sedimentos procedentes de la escombrera han llegado al río Tajo durante muchos años (figura 5.7). Sucede que el Barranco del Puente tiene un perfil longitudinal con una pendiente media muy elevada (23 %), lo que le da una alta conectividad hidrológica que ha facilitado enormemente la llegada de sedimentos desde esta escombrera al río Tajo.

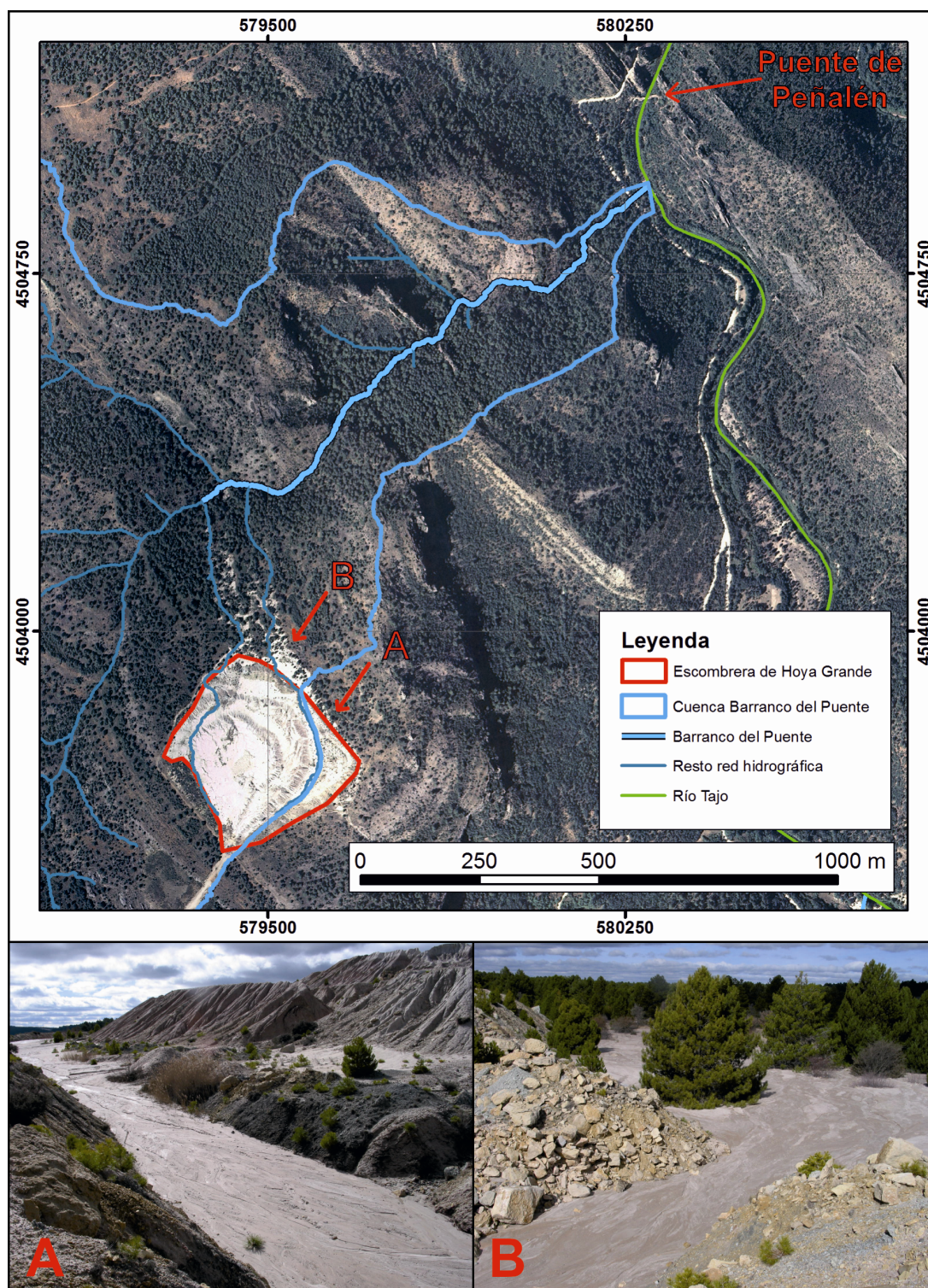


Figura 5.7. Localización de la escombrera Hoya Grande (construida con materiales estériles procedentes de la mina Santa Engracia). La imagen A muestra una cuneta perimetral interior de la escombrera, que llegaba hasta una especie de balsa de retención de sedimentos (B). Sin embargo, esta balsa desbordaba normalmente hacia el arroyo del Barranco del Puente. (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir de la ortofoto del PNOA de 2009, correspondiente a la hoja 514, Taravilla. La imagen corresponde a 2009, dado que actualmente esta escombrera se encuentra restaurada, como se detalla en el texto.

Esta escombrera fue remodelada en 2010, cubriendo los estériles expuestos con coluvión carbonático, y limpiando y acondicionando una balsa para la retención de sedimentos al noreste de la escombrera, antes de su conexión con el Barranco del Puente. Aunque a los pocos meses se formaron regueros en la superficie restaurada, esta actuación ha eliminado el aporte de sedimentos al Barranco del Puente.

En el frente del cementerio, los frentes de explotación y los estériles de las escombreras han quedado expuestos. Como ya se ha indicado, se trata de una mina inactiva, sin sistemas de control para la erosión y la sedimentación y, lo que es más grave, se encuentra totalmente conectada con la red hidrológica. Por estos motivos, en los días de lluvia es común ver los pequeños arroyos próximos al frente cargados de sedimentos (figura 5.8). La escorrentía superficial arrastra arenas y arcillas y produce la incisión en los regueros y el desarrollo de cárcavas en las escombreras.



Figura 5.8. Agua de escorrentía procedente de la mina Santa Engracia, en su frente de explotación del cementerio, con una elevada turbidez. Fotografía cedida por Lázaro Sánchez del Castillo.

5.2.2. Actuaciones de corrección hidrológica en la cuenca del arroyo Peñalén

Al igual que en la cuenca del arroyo de la Virgen de Ribagorda (capítulo 4), la cuenca del arroyo Peñalén, o Fuente Caliente, ha sido objeto de actuaciones de corrección hidrológica. En este caso se han realizado 3 actuaciones; las dos primeras muy seguidas en el tiempo, y la tercera casi 30 años después.

La primera actuación de corrección hidrológica, ejecutada en 1981, fue propuesta por el entonces Jefe Provincial de ICONA en Guadalajara, Rafael Serrada Hierro, como así nos explicó él mismo en una comunicación personal.

Tras detectar importantes signos de erosión y de movimientos en masa en el entorno del pueblo de Peñalén (cárcavas y zonas sujetas a deslizamientos superficiales), así como en los edificios del propio pueblo, Rafael Serrada propuso la construcción de varios diques de gavión en pequeños arroyos situados inmediatamente aguas abajo del municipio de Peñalén.

Se construyeron 4 diques de gavión de 2 m de alto (altura hasta el vertedero), de paramento vertical aguas arriba y escalonado aguas abajo. El argumento para la construcción de estos diques era la consolidación de cauces, de modo que se estabilizaran las laderas prolongando su efecto aguas arriba para así frenar los procesos de deslizamiento detectados en el pueblo. Estos diques se construyeron en puntos donde se pudiesen recrecer en el futuro, si fuese necesario (ver figura 5.9).

Junto a estos diques de menor tamaño se construyó también uno mayor (de 4 metros de altura) en el cauce del arroyo Peñalén, justo antes de su desembocadura al arroyo Merdero. El objetivo de construcción de este dique era la retención de sedimentos procedentes de toda la cuenca aguas arriba. Principalmente de las escombreras de la mina Santa Engracia (frente del cementerio), así como para “contribuir a la estabilización de las laderas”, como hemos señalado, a partir de la consolidación de cauces.

La segunda actuación de corrección hidrológica se realizó en 1984. En este año, los diques de 2 m de altura ya estaban llenos (se colmataron en 2 años, según Rafael Serrada, com. pers.). Además, uno de estos diques, el situado inmediatamente aguas abajo de las escombreras de la mina Santa Engracia (frente de explotación de la pista a Poveda) se rompió por un flujo de derrubios

(*debris flow*), aunque se desconoce la fecha exacta de este proceso (figura 5.9). En esta segunda actuación (de 1984), el dique situado en la desembocadura del arroyo Peñalén al Merdero se recreció otros 4 metros, ya que para entonces este dique también se encontraba colmatado. Por tanto, la altura final de este dique alcanzó los 8 m (figura 5.9). Este recrecimiento fue financiado por la empresa que explotaba la mina Santa Engracia.

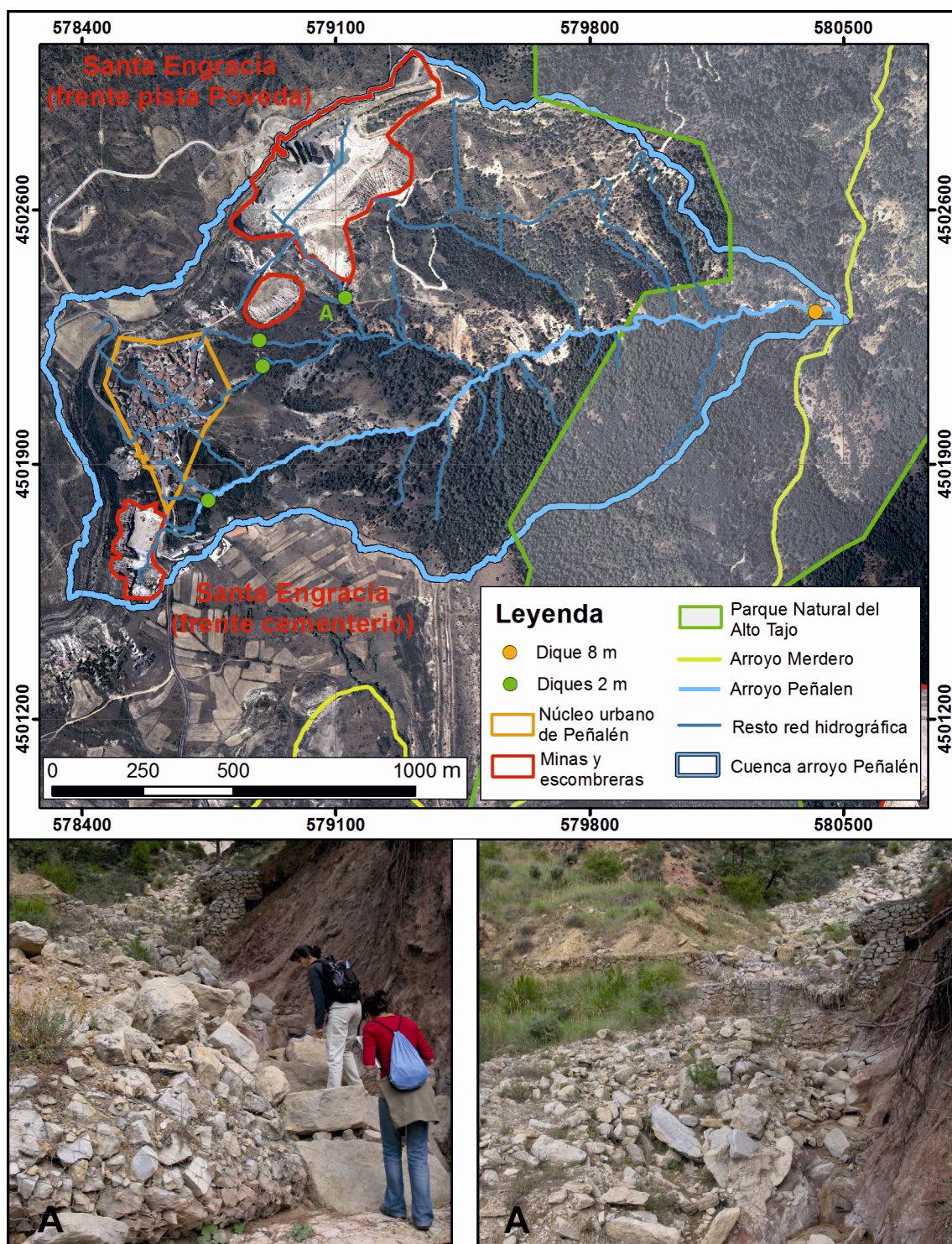


Figura 5.9. Localización de los diques de corrección hidrológica construidos en las dos primeras actuaciones de corrección hidrológica ejecutadas en la cuenca del arroyo Peñalén, en la década de 1980. La letra A indica la localización del dique de gaviones que resultó destruido tras un proceso de *debris flow*, cuyo estado muestran las dos fotografías inferiores. (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir de la ortofoto del PNOA de 2009, correspondiente a las hojas 514, Taravilla, y 539, Peralejos de las Truchas.

Ya mucho más recientemente, en el invierno del 2009-2010, se llevó a cabo la tercera actuación de corrección hidrológica en la cuenca del arroyo Peñalén. Esta actuación formó parte del “*Proyecto de Mejora del Estado Ecológico del Río Tajo y Afluentes Afectados por Vertidos de Caolín. TT. MM. de Poveda de la Sierra y Peñalén (Guadalajara)*” (Confederación Hidrográfica del Tajo, 2007). Según se recoge en la memoria de este proyecto, éste forma parte del Plan Nacional de Restauración de Ríos, acorde con el Programa A.G.U.A. (Actuaciones para la Gestión y Utilización del Agua) y desarrollado dentro de la Ley Marco de Agua de la Unión Europea.

La ejecución de este proyecto, adjudicada a la empresa INFRAECO, incluía, además de las actuaciones en los arroyos Peñalén y Merdero (término municipal de Peñalén), otras medidas en los arroyos Hoz Seca o Tajuelo y Matalascabras, tributario del arroyo Tajuelo (término municipal de Poveda de la Sierra) y en 5 tramos del río Tajo. En el arroyo Tajuelo, las actuaciones fueron principalmente de acondicionamiento de la ribera del arroyo (limpieza de residuos y tratamientos silvícolas). Y en el arroyo Matalascabras se construyó un dique de gaviones de 6,5 metros de altura, para retener los sedimentos procedentes de la mina Nuria. Además, en el río Tajo se acondicionaron frezaderos. En el conjunto de este proyecto también se acondicionaron accesos y se realizaron plantaciones (Confederación Hidrográfica del Tajo, 2007).

En las cuencas de los arroyos Peñalén y Merdero, las actuaciones consistieron en la construcción de 2 nuevos diques de gaviones y el vaciado parcial del dique de 8 metros construido en la actuación anterior (de 1984). El primero de los diques (dique 1) se construyó en el cauce del arroyo Peñalén, aguas arriba del dique antiguo de 8 metros de altura de la fase de 1984 (dique 2 de la fase de 2009-2010). El dique 1 es de paramento vertical aguas arriba y escalonado aguas abajo con 4,5 m de altura.

El dique 2, correspondiente al dique de 8 metros de 1984 (ver figura 5.9) tenía los gaviones exteriores deteriorados, y se encontraba colmatado de sedimentos. Este dique fue acondicionado en 2009, y se retiraron del mismo aproximadamente 1,5 m de profundidad de los sedimentos existentes (lo cual sólo ha podido ser estimado a partir de fotografías). También se limpiaron las laderas próximas al dique. No se pudieron retirar más sedimentos del dique porque éstos se encontraban muy saturados en agua, y las máquinas tenían problemas para trabajar. De acuerdo con INFRAECO (2010) el volumen total

de sedimentos retirados del dique 2 fue de 15.600 m³, volumen que incluye tanto los sedimentos retirados del dique como los de las laderas, aunque se considera que es un valor con mucha incertidumbre (como se argumentará más tarde), por lo que no se ha usado este dato para cálculos posteriores (ver epígrafe 5.3.3).

El tercer dique (dique 3) de la actuación de 2009-2010 se construyó en el cauce del arroyo Merdero, aguas abajo de la cuenca del arroyo Peñalén, a unos 200 m de la desembocadura del arroyo Merdero al Tajo, justo antes del cono aluvial que constituye la propia desembocadura. Este dique 3 es de 4 m de altura, con paramento vertical aguas arriba y escalonado aguas abajo (ver figuras 5.10 y 5.11).

Como puede verse en la figura 5.10, los diques 1 y 2 reciben sedimentos de la cuenca del arroyo de Peñalén, o Fuente Caliente, mientras que el dique 3 recibe sedimentos del conjunto de la cuenca del arroyo Merdero, con una cuenca natural extensa, y donde también se incluye la mina activa El Machorro.

Tabla 5.1. Resumen de las actuaciones de corrección hidrológica llevadas a cabo en la cuenca del arroyo Peñalén.

Diques y localización	Fechas actuaciones corrección hidrológica		
	1981	1984	2009-2010
Diques pequeños (Cuenca arroyo Peñalén)	Construcción de 4 diques de gavión con 2 m de altura.	—	
Dique 1 (Arroyo Peñalén)	—	—	Construcción dique de gavión. Altura total del dique hasta el vertedero: 4,5 m.
Dique 2 (Arroyo Peñalén)	Dique de gavión de 4 m de altura.	Recrecimiento del dique. Altura final del dique 8 m.	Vaciado parcial del dique. Se limpiaron sedimentos hasta una profundidad de 1,5 m.
Dique 3 (Arroyo Merdero)	—	—	Construcción dique de gavión. Altura total del dique hasta el vertedero: 4 m.
Dique (Arroyo Matalascabras)	—	—	Construcción dique de gavión. Altura total del dique hasta el vertedero: 6,5 m.

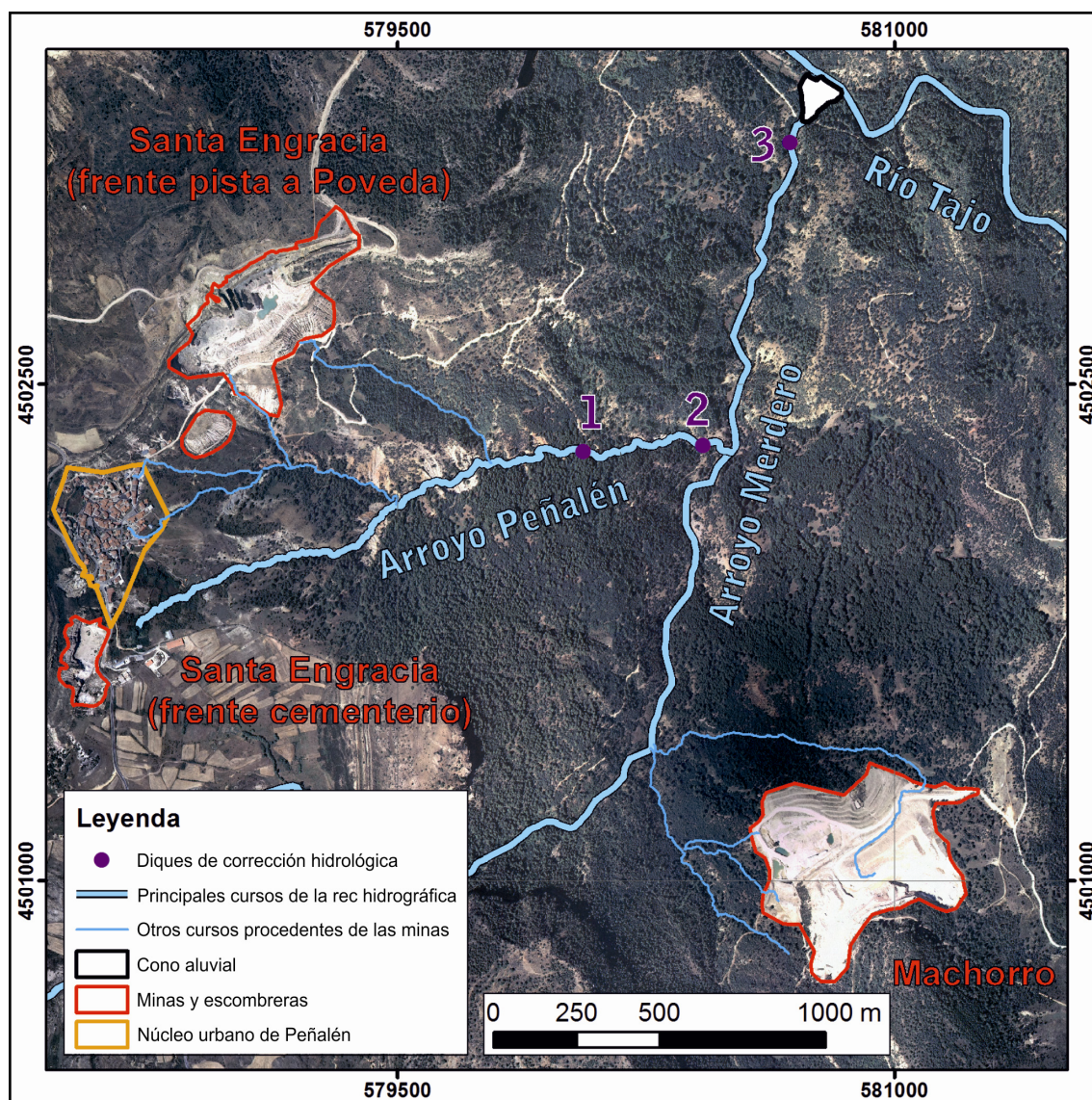


Figura 5.10. Vista general de la cuenca del arroyo Peñalén o Fuente Caliente y localización de los diques construidos y/o acondicionados durante el invierno 2009-2010, en la tercera actuación de corrección hidrológica en esta cuenca. (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir de la ortofoto del PNOA de 2009, correspondiente a las hojas 514, Taravilla, y 539, Peralejos de las Truchas.

Durante la construcción de los diques de la tercera actuación de corrección hidrológica (invierno de 2009-2010), se produjeron precipitaciones abundantes en forma de lluvia y nieve. La escorrentía producida por estas precipitaciones arrastró gran cantidad de sedimentos, los cuales rellenaron dos de los diques en construcción en muy poco tiempo (diques 1 y 2, éste último vaciado parcialmente), así como parte del dique 3.

Cuando se produjeron estas precipitaciones (entre el 10 de diciembre de 2009 y el 18 de enero de 2010), el dique 1 no estaba terminado, teniendo una altura

de 3 m. El dique 2 ya había sido vaciado parcialmente, y el dique 3 estaba terminado, con sus 4,5 m de altura. Las precipitaciones movilizaron materiales que colmataron tanto el dique 1 como el dique 2, que se llenó hasta la altura del vertedero, mientras que el dique 3 se rellenó hasta sus dos terceras partes (INFRAECO, 2010) (ver figura 5.11). Y a fecha de entrega de esta tesis, el dique 3 ya aparece colmatado también.

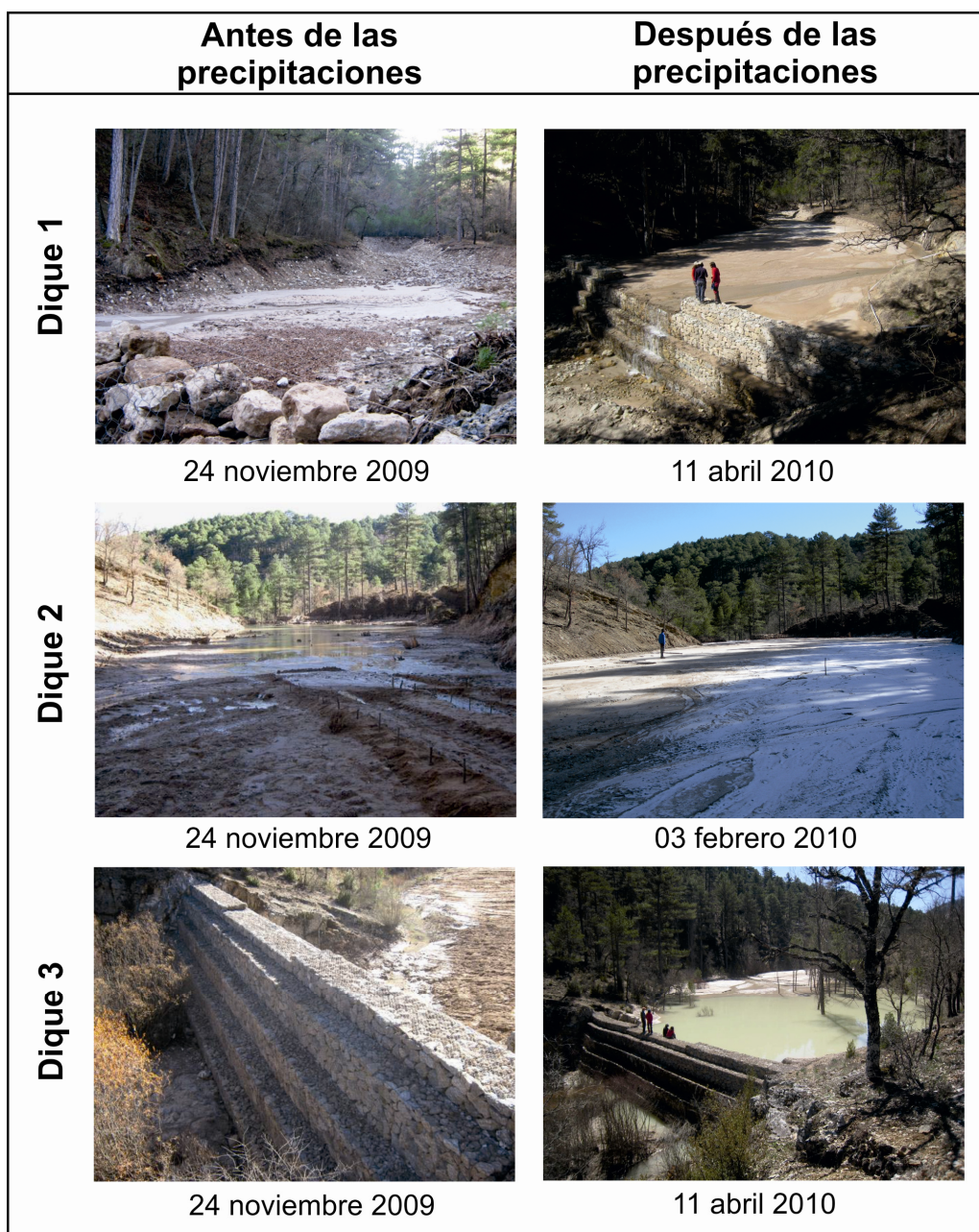


Figura 5.11. Diques de corrección hidrológica de la cuenca del arroyo Peñalén, antes y después de su colmatación total (diques 1 y 2), o parcial (dique 3) en el otoño-invierno de 2009-2010. En las fotografías del dique 2, la cerrada se sitúa al fondo (no visible). Apréciase la deformación del dique 3 en la margen derecha. Las fotografías del 24 de noviembre están tomadas de INFRAECO (2010), y el resto son propias.

En la memoria del proyecto correspondiente a la tercera actuación de corrección hidrológica en la cuenca (2009-2010) se recoge que estos diques serían limpiados un año después de su construcción (Confederación Hidrográfica del Tago, 2007). Sin embargo, hasta la fecha, esta limpieza no se ha llevado a cabo.

5.3. Metodología

5.3.1. *Identificación de las principales fuentes de sedimento a partir de la RUSLE 1.06*

Los modelos de erosión constituyen una herramienta muy utilizada y comúnmente aceptada para la identificación de áreas fuente y la estimación de tasas de erosión en cuencas (Trabucchi, 2013). Aunque esta tesis se basa en medidas directas de procesos erosivos, se ha utilizado también un modelo de estimación de la erosión, especialmente desarrollado para zonas mineras (RUSLE 1.06). Se ha considerado que su uso podría permitir realizar una exploración preliminar de las principales áreas fuente y de las magnitudes de la erosión en la cuenca de Peñalén.

La aplicación del modelo RUSLE 1.06 (*Rusle for mined lands, constructed sites and reclaimed lands*) (Toy y Foster, 1998) en la cuenca de Peñalén presenta dos ventajas: su especialización para áreas mineras y su fácil uso, dado que deriva del bien conocido modelo USLE. En efecto, RUSLE 1.06 comparte la misma estructura que su antecesor, de manera que la pérdida de materiales por erosión hídrica se hace depender de los factores clásicos, a saber: R, K, LS, C y P.

La aplicación de RUSLE 1.06 a escala de cuenca requiere la división previa de la misma en áreas homogéneas, es decir en subunidades de paisaje con rasgos similares en las que se espera una misma respuesta frente a la erosión. En nuestro caso las unidades se han establecido combinando el tipo de vegetación, de litología y la pendiente y, en algún caso la ocupación del suelo, considerando que estos son los elementos más influyentes para caracterizar la erosión hídrica. Este tipo de unidades de comportamiento homogéneo ante la erosión han recibido distintas denominaciones, siendo una de ellas HRU, *Hydrologic Respose Units* (Uhlenbrook, 2003; Cammeraat, 2004; Beighley et

al., 2005), también conocidas como ERU, *Erosion Response Units* (Flügel *et al.*, 1999; Märker *et al.*, 2001; Sidorchuk *et al.*, 2003). En este caso, se ha adoptado el término *Erosion Response Units* (ERU). El listado de las unidades y su cartografía para la cuenca de Peñalén se muestran en la figura 5.12.

Para calcular el factor de Erosividad de la lluvia, factor R, se tomaron los datos publicados en Forteza (1981) e ICONA (1988), y datos de precipitación y temperatura de la estación meteorológica de Molina de Aragón registrados entre 1940 y 1970.

Para el cálculo del factor K, Susceptibilidad a la Erosión del Suelo (*soil erodibility*), se analizaron un mínimo de 3 muestras compuestas, es decir muestras con material tomado en distintos puntos de cada uno de los sustratos identificados, obteniéndose los datos de textura y materia orgánica requeridos por el programa (ver ANEXOS).

Los valores para los factores LS, C y P se obtuvieron a partir del análisis de la ortofoto y Modelo Digital de Elevaciones (MDE) del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA, de octubre de 2006, tamaño de píxel de 0,5 m), usando el *software* ArcView 3.3, así como con comprobaciones en campo.

Se observó que no todas las unidades definidas para la cuenca del arroyo Peñalén estaban conectadas con la red hidrológica, así unidades definidas para la mina Santa Engracia (frentes de la pista a Poveda) no emiten sus sedimentos a la red fluvial, si no que los materiales erosionados en ellas quedan retenidos en el hueco minero. Por esta razón las ERU se ha subdivido a su vez en áreas vertientes (V) y no vertientes (NV).

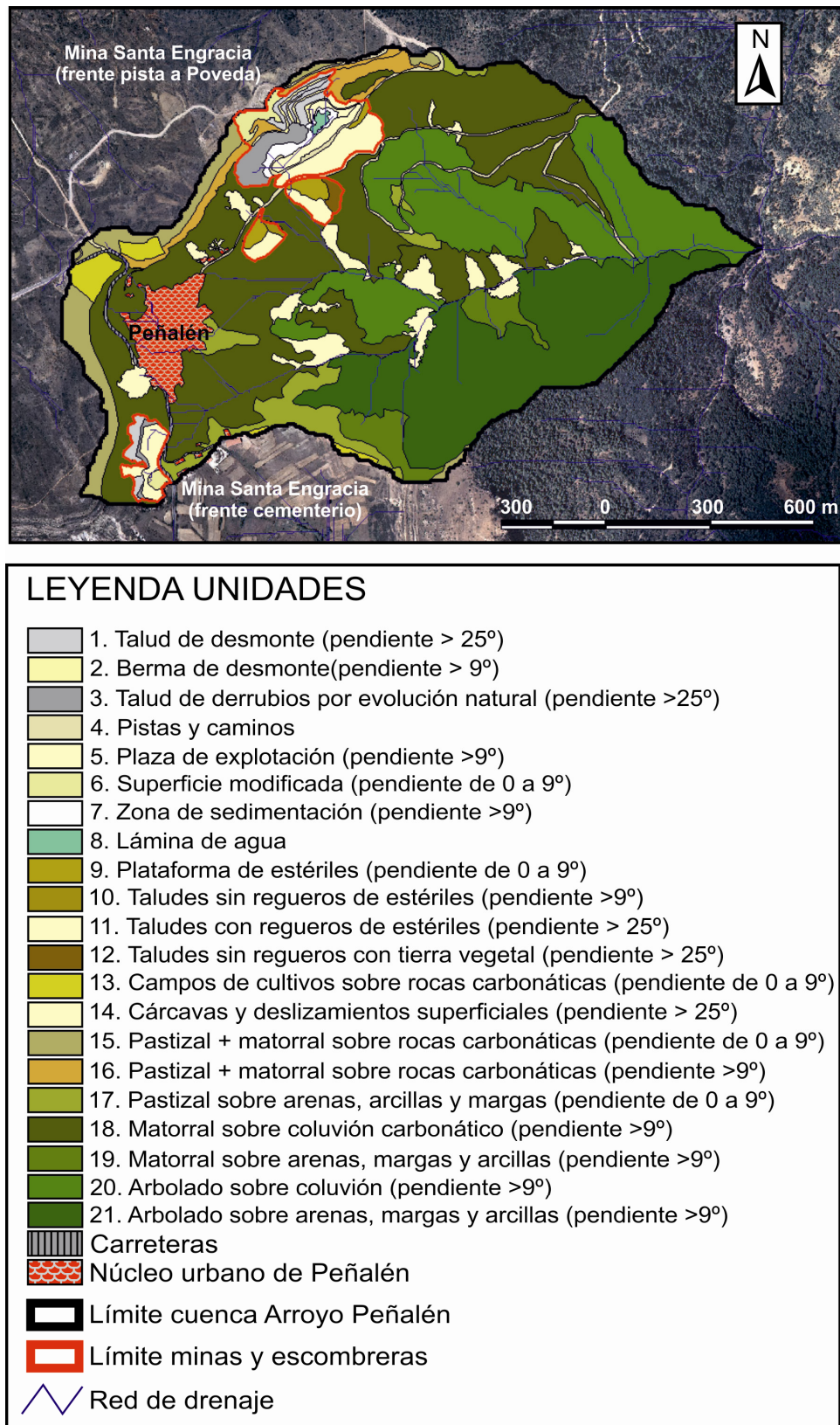


Figura 5.12. Cuenca del arroyo Peñalén con la representación espacial de las *Erosion Response Units (ERU)* definidas, y su leyenda. (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir de la ortofoto del PNOA de 2006, correspondiente a las hojas 514, Taravilla, y 539, Peralejos de las Truchas.

5.3.2. Cuantificación de la erosión de las escombreras exteriores de la mina Santa Engracia

El procedimiento seguido para calcular el volumen de sedimentos erosionados de las escombreras exteriores de la mina Santa Engracia (frente de la pista a Poveda) es muy similar al llevado a cabo para la interpretación de la ladera original a partir de la cual se formó la cárcava de Ribagorda (capítulo 4). En primer lugar, a partir de los datos LIDAR (densidad de puntos de 0,5 puntos m⁻², LIDAR de Castilla La-Mancha, vuelo LIDAR realizado en 2009, PNOA) se construyó una red de triángulos irregulares (*Triangulated Irregular Network, TIN*) que representa la topografía actual de las escombreras. A partir de este TIN se construyeron curvas de nivel de equidistancia 1 m. Al igual que en el capítulo 4, el tratamiento de los datos LIDAR, la generación de los ficheros TIN, así como de las curvas de nivel, se realizó usando el *software* ArcGIS 10.1.

Mediante la modificación de las curvas de nivel con equidistancia de 1 m obtenidas, se reconstruyó la topografía 'original' de la escombrera, es decir su topografía para 1990. Para ello, se tomó como referencia las fotografías de 1990, en las que se observa la morfología general en bancales, así como la identificación sobre el terreno de los restos originales de dichos bancales, reconocidos en los interfluvios de las cárcavas tanto en campo, como en el TIN que representa la topografía actual. Estas zonas se tomaron como restos de la topografía original. A partir de aquí, se eliminó la topografía de las cárcavas, y se interpoló su trazado mediante la unión de los restos de bancales y divisorias.

Tras este proceso, la ladera de la escombrera reconstruida muestra un aspecto más recto y homogéneo que el que tuvo en origen, ya que, salvo en algunas zonas puntuales, no se identifican bien todos los bancales. En todo caso, aunque esta reconstrucción no representa fielmente la topografía 'original', se considera que constituye una primera aproximación para el cálculo del volumen erosionado, ya que en realidad el volumen ocupado por las terrazas quedaría repartido en la ladera, tal y como se muestra en la figura 5.13.

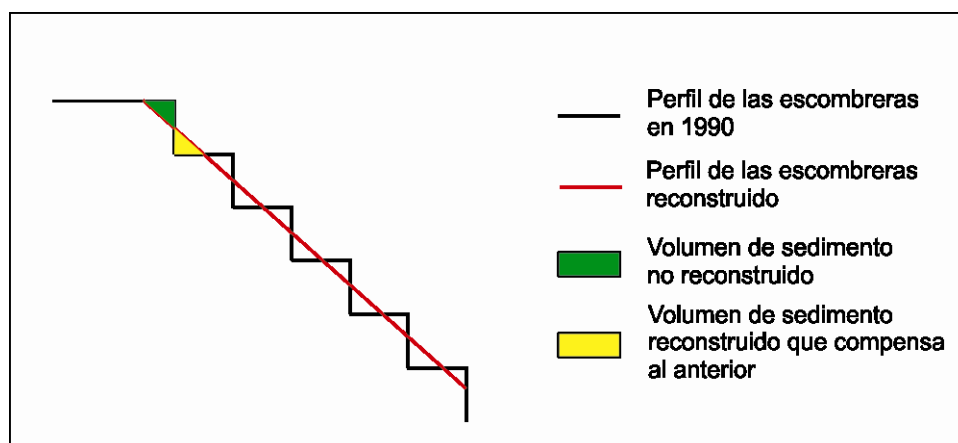


Figura 5.13. Esquema del perfil de las escombreras antes de ser erosionadas (bancales o terrazas) y perfil reconstruido (línea con pendiente constante). Se interpreta que la diferencia entre volúmenes para una y otra topografía queda, en general, compensada.

Una vez reconstruida la topografía original, se construyó un nuevo TIN. Los dos TIN: 1) escombrera que reconstruye el punto de partida, sin regueros ni cárcavas; y 2) escombreras con regueros y cárcavas, en su aspecto actual (figura 5.15); fueron comparados geométricamente mediante el comando “*Surface difference*” de ArcGIS, obteniendo la diferencia de volumen existente entre los dos. En nuestra interpretación, el resultado de comparar dichas superficies corresponde al volumen ‘mínimo’ de material que se ha erosionado en estas escombreras desde que acabaron de construirse, en 1990, y hasta 2009, fecha de los datos LIDAR usados.

El volumen obtenido (expresado en m^3) se transformó en cantidad de sedimento erosionado (Mg) multiplicándolo por la densidad aparente de las arenas ($1,41 \text{ g cm}^{-3}$, dato tomado de los análisis realizados para los estériles de la escombrera experimental de El Machorro, capítulo 3, ya que son muy similares). Para calcular la tasa media de material erosionado de las escombreras en términos de masa por área y unidad de tiempo ($\text{Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$), la cantidad de sedimentos erosionados se relacionó con la superficie ocupada por cada escombrera y se dividió por los 19 años transcurridos entre 1990 y 2009.

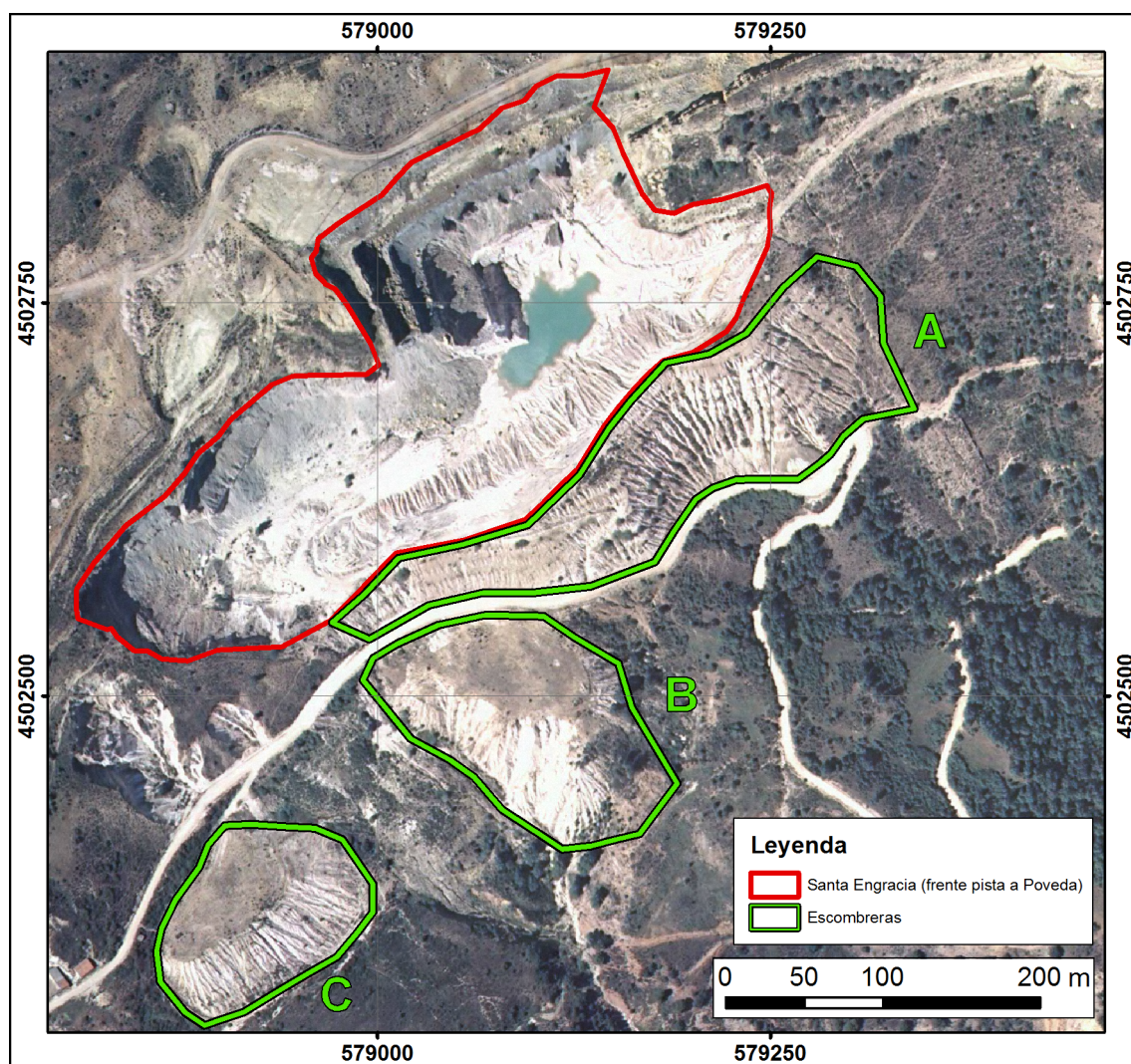


Figura 5.14. Escombreras exteriores de la mina Santa Engracia (frente de la pista a Poveda). (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir de la ortofoto del PNOA de 2009, correspondiente a la hoja 514.

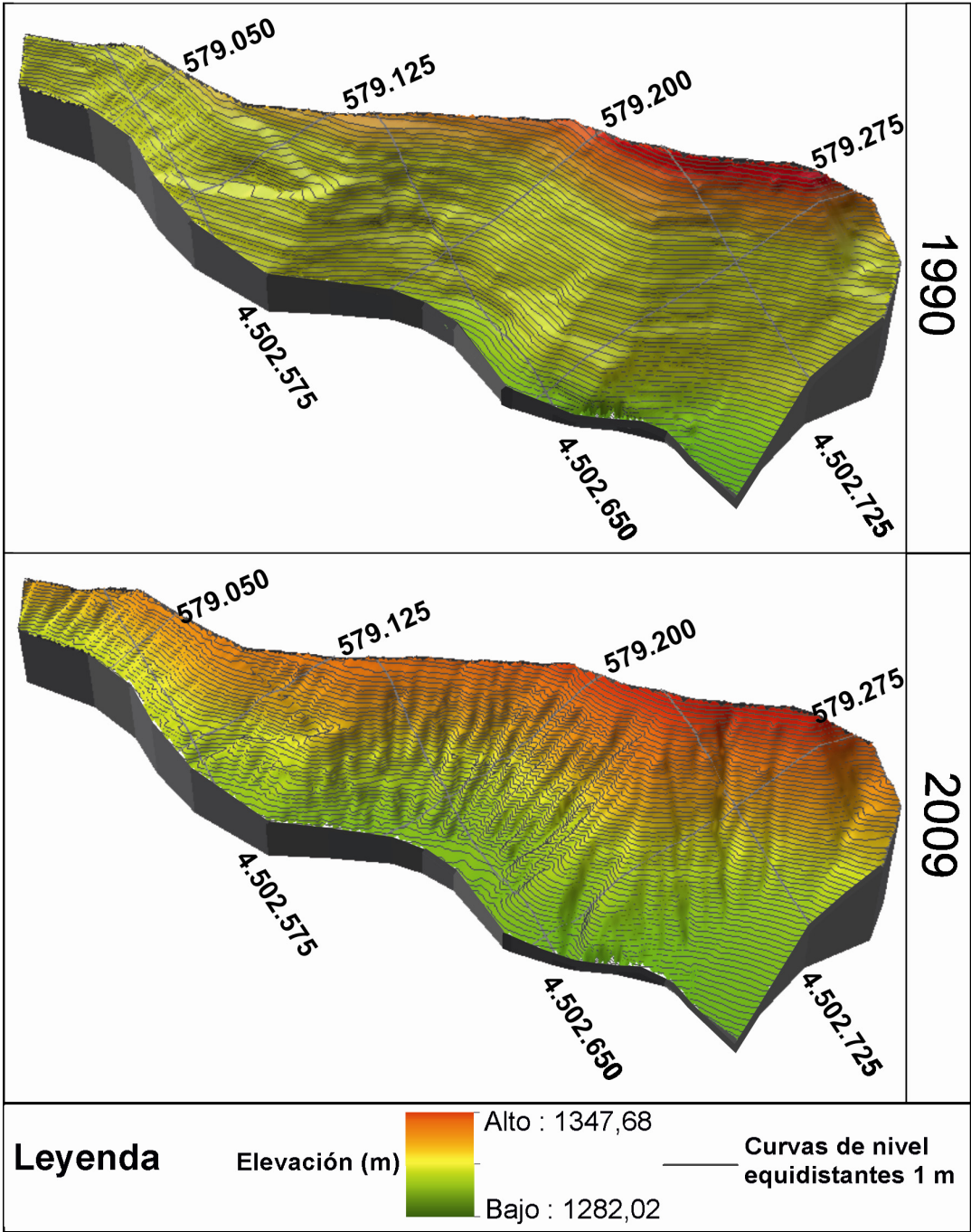


Figura 5.15. (1)

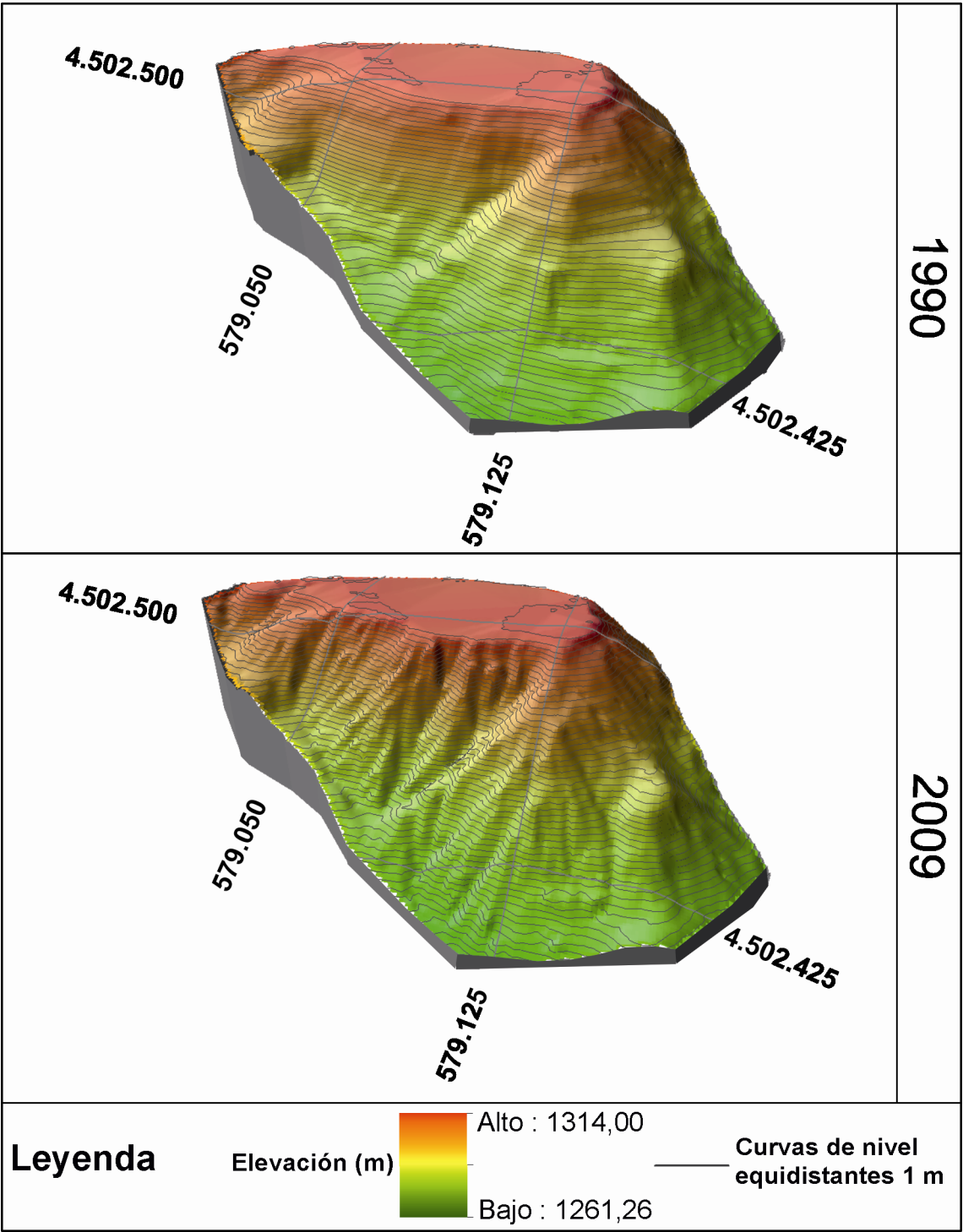


Figura 5.15. (2)

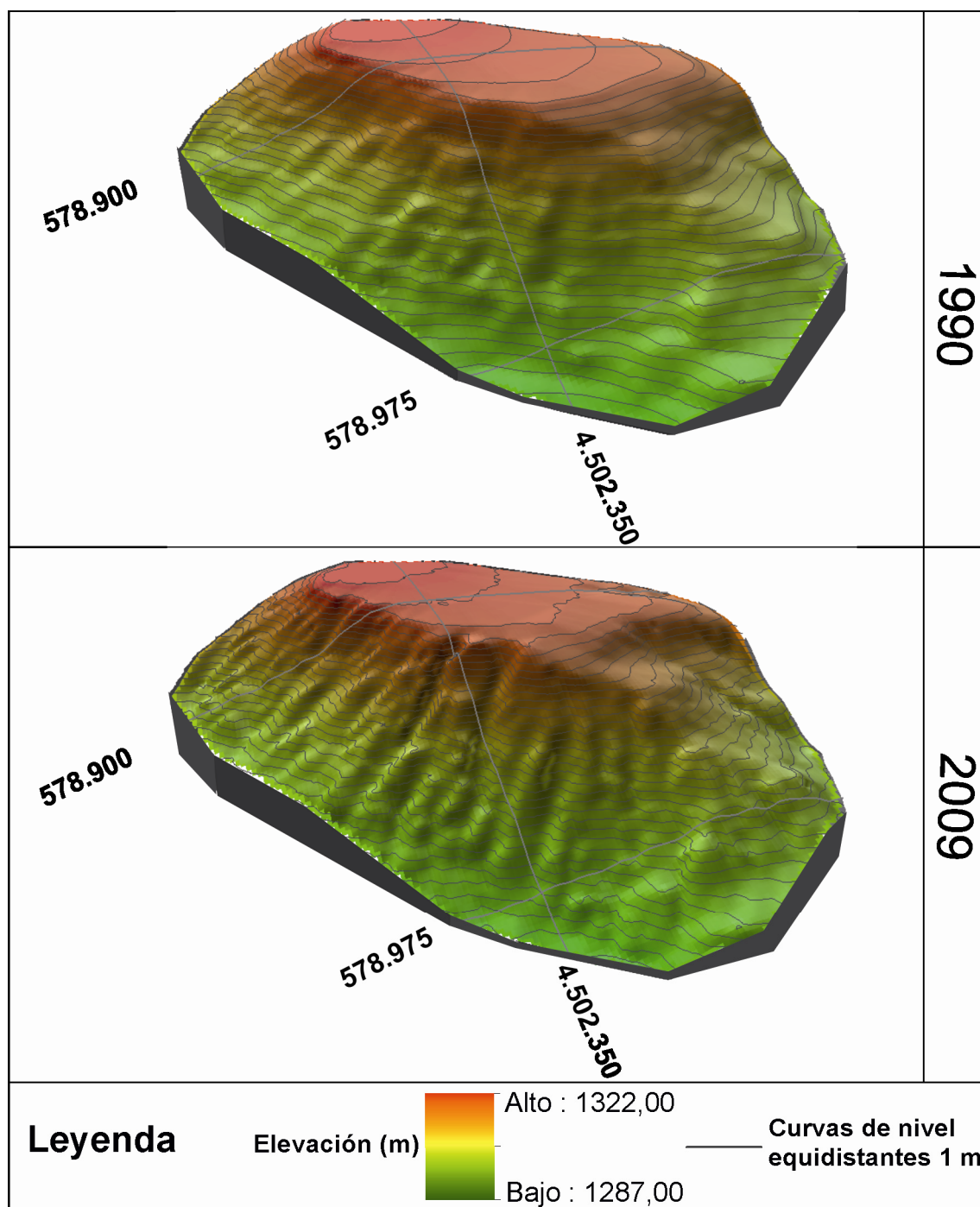


Figura 5.15. (3)

Figura 5.15. Modelos digitales de elevación (MDE) de las escombreras exteriores de la mina Santa Engracias (frente de la pista a Poveda). 1) escombrera A, de la figura 5.14; 2) escombrera B de la figura 5.14 y 3) escombrera C de la figura 5.14. Para todas las figuras: arriba, MDE reconstruido, correspondiente a su topografía en 1990; abajo, MDE actual de la escombrera. (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaborado a partir de datos LIDAR del PNOA de 2009, correspondiente a la hoja 514, Taravilla.

5.3.3. Cuantificación de los sedimentos retenidos en dos diques de corrección hidrológica de esta cuenca

Para calcular el volumen de sedimentos retenido en los dos diques de corrección hidrológica que quedan incluidos en la cuenca del arroyo Peñalén, construidos o reforzados en la actuación de 2009-2010 (diques 1 y 2), se usaron técnicas geofísicas. La campaña de campo para la toma de datos se realizó en julio de 2012.

Las técnicas geofísicas son no destructivas, económicas, fáciles y rápidas de utilizar en el campo. Estas técnicas han sido usadas ampliamente para problemas de ingeniería y ambientales (Martínez-Pagán *et al.*, 2011). De los distintos métodos geofísicos existentes, el método de resistividades (tomografía eléctrica) es uno de los que mayor interés despierta y el más usado, siendo especialmente indicado para estudios superficiales: hidrología, arqueología, ingeniería... (Dahlin, 2001; Muñoz Martín *et al.*, 2007; Martínez-Pagán *et al.*, 2011; Reynolds, 2011).

Este método introduce corriente eléctrica continua (*direct current*, DC) en los materiales geológicos del subsuelo, mediante electrodos que se introducen en pozos o se clavan en la superficie. Por ello, con este método pueden estudiarse tanto variaciones verticales en una dimensión, 1D, (sondeos eléctricos verticales, *SEV'S*, o *vertical electrical sounding*, *VES*), como horizontales, en secciones o perfiles en 2 dimensiones, 2D, (tomografía eléctrica o *electrical imagin*) (Dahlin, 2001; Muñoz Martín *et al.*, 2007). En la actualidad, además, se ha avanzado hasta obtener representaciones en 3 dimensiones (3D).

El método está basado en la medida de variaciones de potenciales entre pares de electrodos consecutivos mientras se transmite la corriente continua. El parámetro calculado es la resistividad aparente, que se define como:

$$\rho_{ap} = K \frac{\Delta V}{I}$$

Siendo:

ΔV = la diferencia de potencial medida entre un par de electrodos

I = la intensidad de corriente introducida en el terreno

K = la constante de configuración geométrica que depende de las distancias entre los electrodos del circuito.

El alcance en profundidad depende de la separación entre electrodos, por lo que variando esta posición resulta posible conocer las variaciones verticales y/o laterales de resistividad del terreno (Reynolds, 2011).

El valor del parámetro calculado, resistividad (en $\Omega \text{ m}$), depende de la composición de los materiales, del contenido en fluidos, y de la naturaleza de los mismos. De este modo, la interpretación de los valores de resistividad registrados sigue dos pasos: en primer lugar, una interpretación física de los valores registrados, obteniéndose un modelo físico, y en segundo lugar, una interpretación geológica de estos parámetros físicos (Dahlin, 2001; Muñoz Martín *et al.*, 2007).

En definitiva, la tomografía eléctrica permite obtener secciones 2D del subsuelo con valores reales de resistividad, lo que permite diferenciar, por ejemplo, los materiales existentes en el subsuelo de la cuenca del arroyo Peñalén: materiales carbonatados (calizas y dolomías), rocas sedimentarias detríticas (arenas y arcillas) y depósitos aluviales, ya que poseen distintas resistividades (ver tabla 5.2).

Tabla 5.2. Rangos de valores de resistividad y conductividad para los materiales geológicos más comunes. Traducido y modificado de Loke (2000).

Materiales	Resistividad ($\Omega \text{ m}$)	Conductividad (Siemens m^{-1})
Rocas ígneas y metamórficas		
Granito	$5 \times 10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 2 \times 10^{-4}$
Basalto	$10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 10^{-3}$
Pizarra	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$	$2,5 \times 10^{-8} - 1,7 \times 10^{-3}$
Mármol	$10^2 - 2,5 \times 10^8$	$4 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Cuarcita	$10^2 - 2 \times 10^8$	$5 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Rocas sedimentarias		
Areniscas	$8 - 4 \times 10^3$	$2,5 \times 10^{-4} - 0,125$
Lutitas	$20 - 2 \times 10^3$	$5 \times 10^{-4} - 0,05$
Calizas	$50 - 4 \times 10^2$	$2,5 \times 10^{-3} - 0,02$
Suelos y agua		
Arcillas	$1 - 100$	$0,01 - 1$
Depósitos aluviales	$10 - 800$	$1,25 \times 10^{-3} - 0,1$
Agua subterránea (dulce)	$10 - 100$	$0,01 - 0,1$
Agua marina (salada)	$0,2$	5

En la cuenca del arroyo de Peñalén, se realizaron un total de 5 perfiles de tomografía eléctrica, 2 de ellos en el dique 1 y los otros 3 en el dique 2 (Tabla 5.3 y figura 5.16). El sistema de tomografía eléctrica usado fue el RESECS

DMT, con 48 electrodos. La separación entre electrodos fue de 2,5 m. El dispositivo electródico usado fue el de Schlumberger, y se realizaron ciclos de inyección con polaridad cambiada y un voltaje de 120 V. Para cada inyección se calculó el error y se observó la variación en la desviación estándar.

Tabla 5.3. Características de las secciones de tomografía eléctrica realizadas en los diques 1 y 2 de la cuenca del arroyo Peñalén.

Sección	Número de electrodos	Longitud (m)	Niveles de investigación	Profundidad alcanzada (m)
Dique 1				
Sección 1 (D1-S1)	18	42,5	9	8
Sección 2 (D1-S2)	32	77,5	12	11
Dique 2				
Sección 1 (D2-S1)	35	85,0	14	13
Sección 2 (D2-S2)	48	117,5	14	14
Sección 3 (D1-S1)	16	37,5	7	7

Se realizaron inversiones de polaridad y se observó la variación en la desviación estándar para cada medida. La localización de las secciones se realizó con un GPS de mano sobre la cartografía 1:1000, utilizando cinta métrica por lo que los errores de posicionamiento estimados son de 1 m en planta y 0,5 m en cota.

El método de inversión utilizado para la calcular la distribución de las resistividades reales en profundidad y su interpretación posterior fue el código RES2DINV (Griffiths y Barker, 1993; Loke y Barker, 1996; Loke, 2000), con elementos finitos de cuatro nodos, y la corrección de la topografía se realizó usando una malla distorsionada (Loke, 2000).

Para el análisis de las tomografías eléctricas realizadas ha sido importante tener en cuenta que el dique 1 tiene como sustrato areniscas y conglomerados (Formación arenas de Utrillas), mientras que el dique 2 se sitúa sobre rocas carbonatadas (Formación Carbonatada de Chelva).

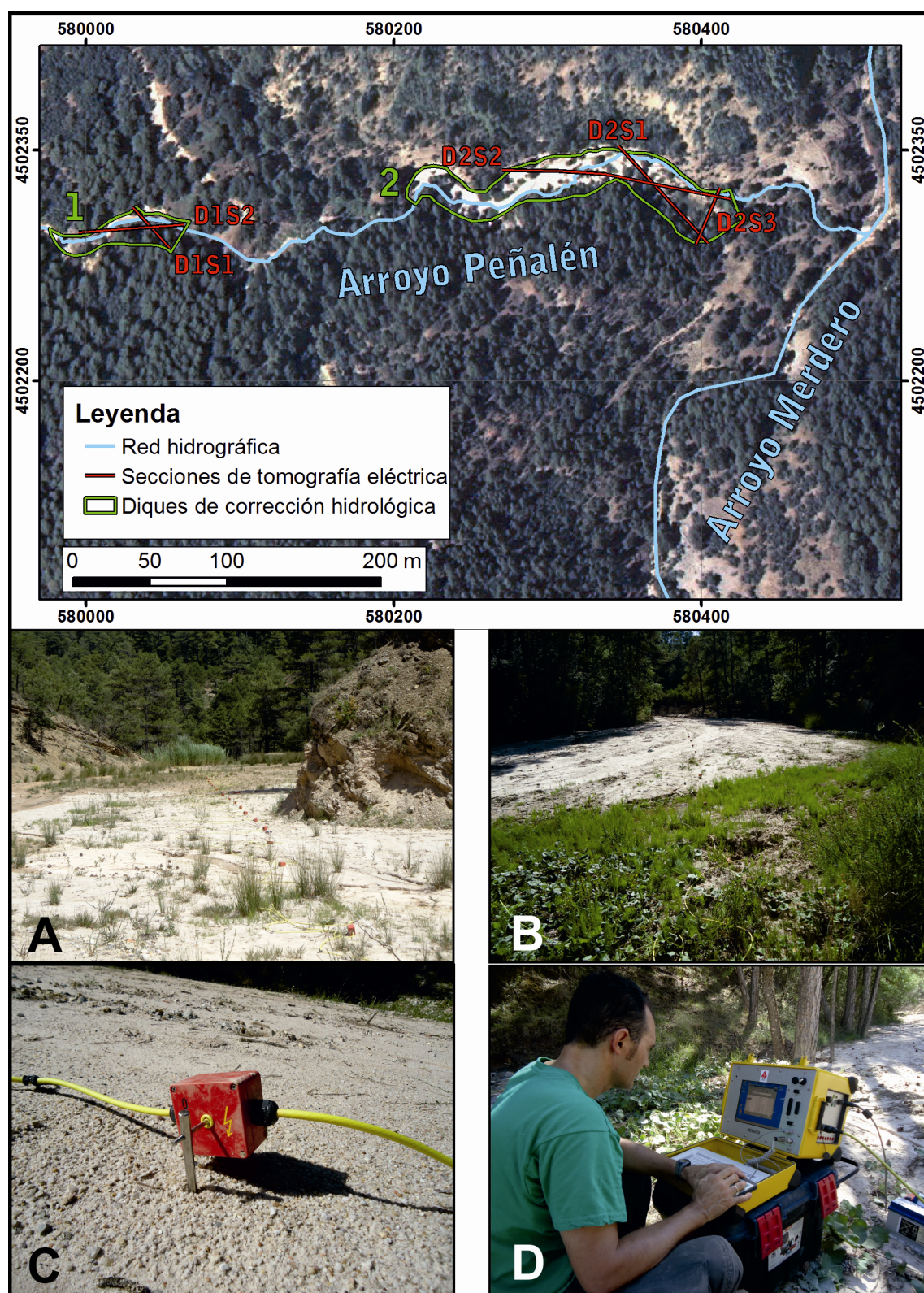


Figura 5.16. Esquema de la disposición de las secciones de tomografía eléctrica realizadas en cada dique, con fotografías de la campaña de campo realizada en julio de 2012: A) Sección de tomografía eléctrica realizada en el dique 2; B) Sección de tomografía eléctrica realizada en el dique 1; C) Detalle de electrodo y D) Ordenador de campo para toma de datos.

Una vez interpretadas las secciones de tomografía eléctrica, y tras haber identificado el contacto entre el sustrato rocoso o subsuelo y el relleno de los diques, se procedió a calcular el volumen de sedimentos retenidos en cada dique. Para ello se asignaron coordenadas en XYZ a cada valor de espesor de relleno calculado en las diferentes secciones usando el *software* Surfer 10. A estos datos se les añadió el límite cartográfico de relleno (superficie del vaso del diques) como condición de contorno (espesor = 0 m) y posteriormente se procedió a su interpolación a una malla regular de 1 m de lado para construir el mapa de isopacas de relleno de cada dique. El método de interpolación usado para construir el mapa de isopacas fue el de mínima curvatura.

El procesado de los datos de tomografía eléctrica, así como el cálculo de los volúmenes, fue realizado por Alfonso Muñoz Martín, Profesor Titular en el Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM).

A partir del volumen obtenido, se calculó la cantidad de sedimentos retenidos en los diques. Para ello, como en otras ocasiones, se usó la densidad aparente de los materiales retenidos. Para calcular la densidad aparente de estos materiales se usó el método del anillo (Blake, 1965). El cilindro usado tenía 7,6 cm de altura y 7,6 cm de diámetro. Se tomó una muestra en cada dique, que se pesó en húmedo; posteriormente las muestras se secaron en una estufa a 110°C, durante 24 horas, hasta alcanzar peso constante, y se pesaron de nuevo para obtener el peso seco, con el que se calculó la densidad aparente (Ramos-Sacharrón y McDonald, 2007). Las muestras fueron tomadas en la superficie de cada dique. La densidad aparente media obtenida fue 1,49 g cm⁻³.

5.3.4. *Análisis del relleno de los diques y de la de precipitación*

Como se ha explicado en el epígrafe 5.2.2, entre el día 10 de diciembre de 2009 y el 18 de enero de 2010 se produjeron precipitaciones continuadas en esta comarca del Alto Tajo (frentes fríos invernales), que tuvieron como consecuencia intensos procesos erosivos que movilizaron materiales y rellenaron los diques que en esos momentos estaban, bien en construcción o bien reforzándose, en las cuencas de los arroyos Peñalén y Merdero.

Dadas estas circunstancias, se registró la precipitación caída entre los días 10 de diciembre de 2009 y 18 de enero de 2010, y se relacionó con el volumen y cantidad de sedimentos retenidos en los diques de la cuenca del arroyo Peñalén en estas mismas fechas.

La precipitación fue registrada por el pluviógrafo automático (0,2 mm/pulso) (Davis Instruments, 2005) y su data logger *HOBO Event*, instalado para los estudios de la escombrera experimental en la cercana mina El Machorro (ver capítulo 3). El pluviógrafo se encuentra, pues, dentro de la cuenca del arroyo Merdero, muy próxima a la subcuenca del arroyo Peñalén, y a una altitud también representativa de esta subcuenca (1.230 m.s.n.m.), por lo que se considera que los datos que fueron registrados aquí son representativos para toda la cuenca de Peñalén. Como ya se explicó, este tipo de pluviógrafo registra todo tipo de precipitación (lluvia o nieve) que caiga sobre él, aunque no permite diferenciar un tipo de precipitación de otra, y la nieve sólo es registrada cuando se funde.

De la precipitación registrada durante este periodo, equivalente a un mes no natural (10 de diciembre de 2009 a 18 de enero de 2010), se calculó: la precipitación total acumulada (mm), el periodo de retorno en años de ese registro acumulado (T), la intensidad máxima en 24 horas (mm h^{-1}), la intensidad máxima en 60 minutos (I_{60}) y la intensidad máxima en 30 minutos (I_{30}) (mm h^{-1}).

Para calcular el periodo de retorno, en primer lugar se analizaron las series históricas, en concreto los datos de precipitación mensual total (PMT), de las estaciones pluviométricas más próximas a la cuenca del arroyo Peñalén. Los datos históricos analizados corresponden a las estaciones de Peñalén, Zaorejas y Beteta (tabla 5.4). La longitud de las series no es todo lo larga que sería necesaria para dar mucha más consistencia al estudio, de modo que esta limitación habrá de tenerse en cuenta a la hora de realizar las interpretaciones.

Tabla 5.4. Estaciones meteorológicas usadas para estudio de sus series temporales históricas (Fuente: AEMET).

Estación meteorológica	Código	Distancia a la cuenca del arroyo Peñalén (km)	Serie temporal de datos	Número de años completos
Beteta	3040	10,4	1960-2007	44
Peñalén	3005	0	1962-1987	15
Zaorejas	3021	15,5	1954-2007	24

Los periodos de retorno (T) para los datos registrados en cada una de las estaciones fueron calculados mediante la aplicación CHAC (Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas) desarrollada por el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) (CEDEX, 2004a). La

distribución de frecuencias empleada fue la GEV (*General Extreme Values*, Valores Extremos Generalizados) con el método de Máxima Verosimilitud, ya que es la función que más se ajusta a los datos disponibles (Andrés Díez, com. pers.). El periodo de retorno correspondiente a los datos registrados en el invierno de 2009-2010, se estimó de forma gráfica, usando las curvas GEV calculadas para cada estación meteorológica.

Una vez caracterizada la precipitación, ésta se relacionó con el volumen de sedimentos retenidos en los diques, con el objetivo de estimar la cantidad de sedimento (mínima) que fue movilizada por dicha precipitación acumulada.

La parte del volumen de los diques que fue rellenada durante este periodo de precipitaciones fue calculada a partir de las secciones de tomografía eléctrica realizadas para calcular el volumen total de sedimentos retenido en los diques. Para ello, se tuvo en cuenta que el dique 1, cuando se produjeron las precipitaciones estaba sin terminar y sólo tenía 3 m de altura, (ver epígrafe 5.2.2); es decir, del volumen total calculado mediante las secciones de tomografía eléctrica para el dique acabado con 4,5 m de altura (ver epígrafe 5.3.3) se descontó el volumen ocupado por el último metro y medio de altura. En el caso del dique 2, el volumen considerado corresponde únicamente al volumen vaciado durante la tercera actuación de corrección hidrológica, es decir, el volumen que ocupan los sedimentos desde la superficie hasta un metro de profundidad (ver figura 5.17). Para hacer estos cálculos se usó el *software* Surfer 10.

Una vez calculado el volumen de sedimentos retenidos en los diques para el periodo ente el 10 de diciembre de 2009 y 18 de enero de 2010 y usando la densidad aparente de los materiales retenidos, se calculó la cantidad de sedimentos (Mg) producidos en este mismo periodo de tiempo. Conociendo la superficie de la cuenca conectada con la red hidrológica (área vertiente, 173 ha) se procedió a calcular la tasa de producción de sedimentos de la cuenca para este periodo concreto de estudio.

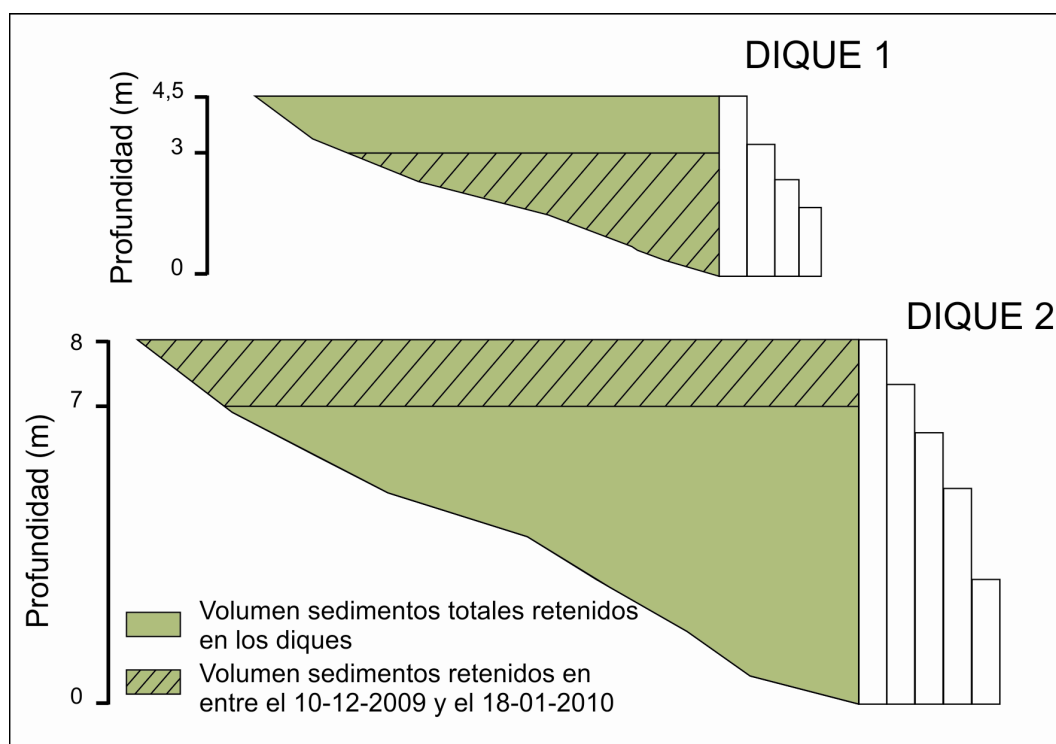


Figura 5.17. Esquema de los sedimentos retenidos en los diques 1 y 2 de la cuenca del arroyo Peñalén. Con trama rallada se representa el volumen de sedimentos retenidos por los diques en el periodo de 10 de diciembre de 2009 al 18 de enero de 2010.

5.4. Resultados

5.4.1. Identificación de las principales fuentes de sedimento a partir de la *RUSLE 1.06*

En la tabla 5.5 pueden verse los valores de tasas de erosión obtenidos para cada una de las *Erosion Response Units (ERU)* definidas en la cuenca del arroyo Peñalén tras la aplicación del modelo *RUSLE 1.06*. En esta tabla se han resaltado los valores más elevados a fin de identificar las principales fuentes de sedimentos. Como puede verse, algunas de las unidades con mayores tasas de erosión pueden considerarse ‘naturales’, mientras que otras corresponden a unidades definidas para la mina Santa Engracia y sus escombreras. Así, las unidades que mayores tasas de erosión muestran son: unidad 1: taludes de desmonte ($230 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$); unidad 3: taludes de derrubios ($87,4 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$); unidad 11: taludes de estériles con regueros ($86,1 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$); unidad 14: cárcavas y zonas sujetas a deslizamientos superficiales ($198 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$).

En la figura 5.18 se han representado, mediante una escala cromática, las áreas con distinto valor de erosión expresado en unidades de masa por superficie y unidad de tiempo ($\text{Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$), con el fin de localizar aquellas zonas en la cuales se espera que la erosión sea mayor.

Tabla 5.5. Erosión para las *Erosion Response Units (ERU)* de la cuenca del arroyo Peñalén. Nótese que no se calculó la erosión para las unidades de caminos y pistas, carreteras, lámina de agua, y poblaciones.

	Número	Descripción de la ERU	Pendiente (°)	Área (ha)	Erosión ($\text{Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$)
Zona de explotación y vías de acceso	1a	Taludes de desmonte (V)	> 25	0,68	203
	1b	Taludes de desmonte (NV)		1,29	73,8
	2	Bermas de desmonte (NV)	> 9	0,56	31,8
	3a	Taludes de derrubios (V)	>25	0,29	46,7
	3b	Taludes de derrubios (NV)		1,78	87,4
	4	Pistas y caminos	--	--	--
	5	Plaza de explotación (V)	>9	1,21	26,9
	6a	Superficies modificadas (V)	0 – 9	0,32	2,47
	6b	Superficies modificadas(NV)		0,93	3,59
	7	Zonas de sedimentación (NV)	> 9	0,12	0,28
	8	Lámina de agua	--	--	--
Escombrera	9	Plataformas de estériles (V)	0 – 9	1,29	3,82
	10	Taludes sin regueros de estériles (V)	> 9	0,19	58,3
	11a	Taludes de estériles con regueros (V)	>25	3,89	86,1
	11b	Taludes de estériles con regueros (NV)		1,57	35,2
	12	Taludes sin regueros con tierra vegetal (V)	>25	0,44	7,40
Cuenca natural	13	Campos de cultivo sobre rocas carbonáticas (V)	0 – 9	2,53	1,44
	14	Cárcavas y zonas sujetas a deslizamientos superficiales (V)	>25	8,47	198
	15a	Pastizal + matorral sobre rocas carbonáticas (V)	0 – 9	3,43	5,46
	15b	Pastizal + matorral sobre rocas carbonáticas (NV)		5,50	2,24
	16	Pastizal + matorral sobre rocas carbonáticas (V)	> 9	4,12	17,6
	17	Pastizal sobre arenas arcillas y margas (V)	0 – 9	7,70	12,6
	18	Matorral sobre coluvión carbonático (V)	> 9	62,5	3,85
	19	Matorral sobre arenas, margas y arcillas (V)	> 9	5,02	4,71
	20	Arbolado sobre coluvión carbonático (V)	> 9	34,1	0,59
	21	Arbolado sobre arenas, margas y arcillas (V)	> 9	36,4	1,39
Total unidades vertientes				173	680
Total unidades no vertientes				11,8	234

V=unidades vertientes a la cuenca. NV=unidades no vertientes a la cuenca.

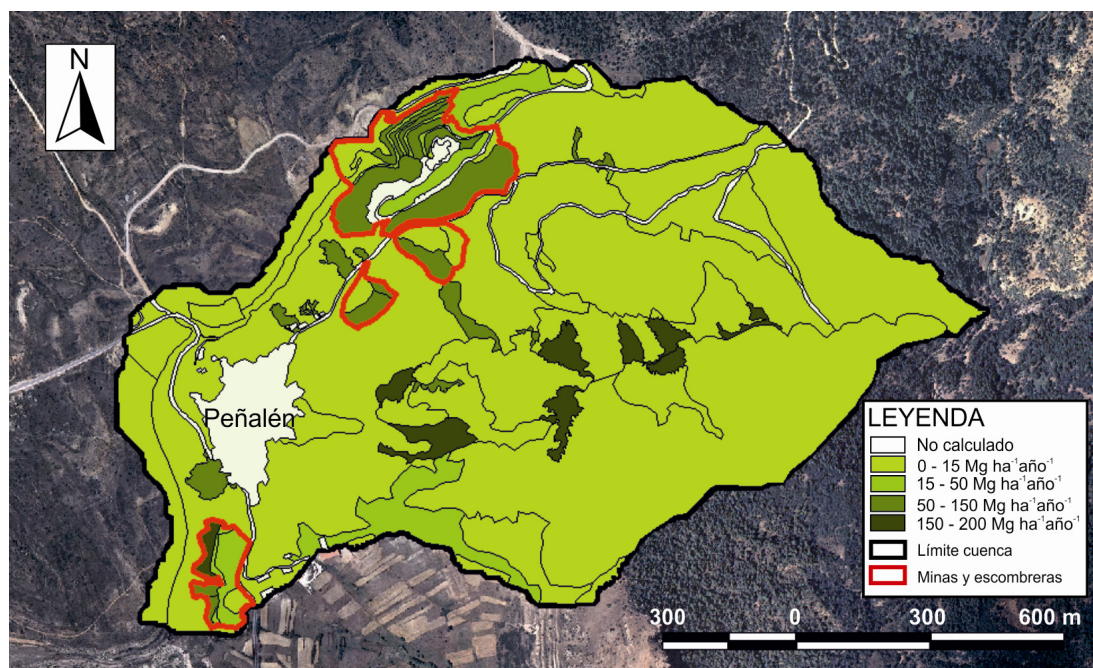


Figura 5.18. Mapa de la cuenca del arroyo Peñalén donde se representan, con distinta intensidad de color verde, las tasas de erosión obtenidas para cada superficie cartografiada tras la aplicación de la RUSLE 1.06. (Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir de la ortofoto del PNOA de 2006, correspondiente a las hojas 514, Taravilla, y 539, Peralejos de las Truchas.

5.4.2. Cuantificación de la erosión de las escombreras exteriores de la mina Santa Engracia

Cómo se ha explicado en el apartado de metodología, para las tres escombreras exteriores de la mina Santa Engracia (frente de explotación de la pista a Poveda), se calculó el volumen de sedimentos erosionados, su masa correspondiente y la tasa media de erosión anual.

Para la escombrera de mayor tamaño, escombrera (a) en la figura 5.14, el volumen de sedimentos erosionados desde 1990 hasta 2009 fue de 11.400 m³, que al multiplicarlo por su densidad aparente (1,41 g cm⁻³) corresponde a una cantidad de sedimento de 16.100 Mg. Teniendo en cuenta que la superficie ocupada por la escombrera es de 2,64 ha y que han pasado 19 años (desde 1990 hasta 2009, fecha de los datos LIDAR usados), la tasa media de erosión anual de esta escombrera es de 322 Mg ha⁻¹año⁻¹.

Para la escombrera (b), situada junto a la pista, justo debajo de la escombrera (a) (ver figura 5.14) el volumen de sedimentos erosionado fue de 8.300 m³, que corresponde a una cantidad de sedimento de 11.700 Mg. Dado que la

superficie de esta escombrera es de 1,82 ha y que han transcurrido igualmente 19 años, la tasa media de erosión anual en este caso es de 338 Mg ha⁻¹año⁻¹.

En el caso de la escombrera (c), la más alejada del frente minero y la de menor tamaño (ver figura 5.14), el volumen de sedimentos erosionado fue de 4.800 m³, que corresponde a 6.800 Mg. En este caso la superficie de la escombrera es 1,21 ha, por lo que la tasa media de erosión anual es de 295 Mg ha⁻¹año⁻¹.

En total, durante estos 19 años, se ha erosionado de las escombreras exteriores de la mina Santa Engracia un volumen, mínimo, de 24.600 m³, con una masa de 34.600 Mg. Puede decirse entonces, que la tasa media de erosión anual de las escombreras exteriores de la escombrera Santa Engracia es de 318 Mg ha⁻¹año⁻¹ (ver tabla 5.6). Esta cantidad de sedimentos ha sido transportada por la escorrentía aguas abajo, rellenando tanto las cunetas de la pista —sólo para el caso de la escombrera (a)— como los diques de retención de sedimentos situados en el arroyo Peñalén.

Tabla 5.6. Volumen y masa de los sedimentos erosionados en las escombreras exteriores de la mina Santa Engracia (frente de la pista a Poveda) desde su construcción, 1990, a 2009. Se incluyen también los valores totales.

Escombrera	Volumen sedimentos (m ³)	Masa sedimentos (Mg)	Superficie (ha)	Tasa de erosión (Mg ha ⁻¹ año ⁻¹)
Escombrera (a)	11.400	16.100	2,64	322
Escombrera (b)	8.300	11.700	1,82	338
Escombrera (c)	4.800	6.800	1,21	295
Total	24.500	34.600	5,67	318*

* tasa media de erosión anual

5.4.3. Sedimentos retenidos en dos diques de corrección hidrológica de esta cuenca

El espesor del relleno en el dique 1 alcanza los 5 m, según las tomografías eléctricas realizadas. En este caso, los materiales que rellenan el dique presentan resistividades más altas que los materiales que conforman el vaso del dique. Esto se explica porque el sustrato son las arenas de Utrillas, materiales consolidados, mientras que los materiales que rellenan el dique son arenas, gravas de cuarcita y fragmentos de rocas carbonatadas, siendo las gravas muy abundantes, sobre todo en la cola del dique. Estas gravas presentan una mayor porosidad, lo que se traduce en resistividades mayores (> 160 Ω m) (figura 5.19).

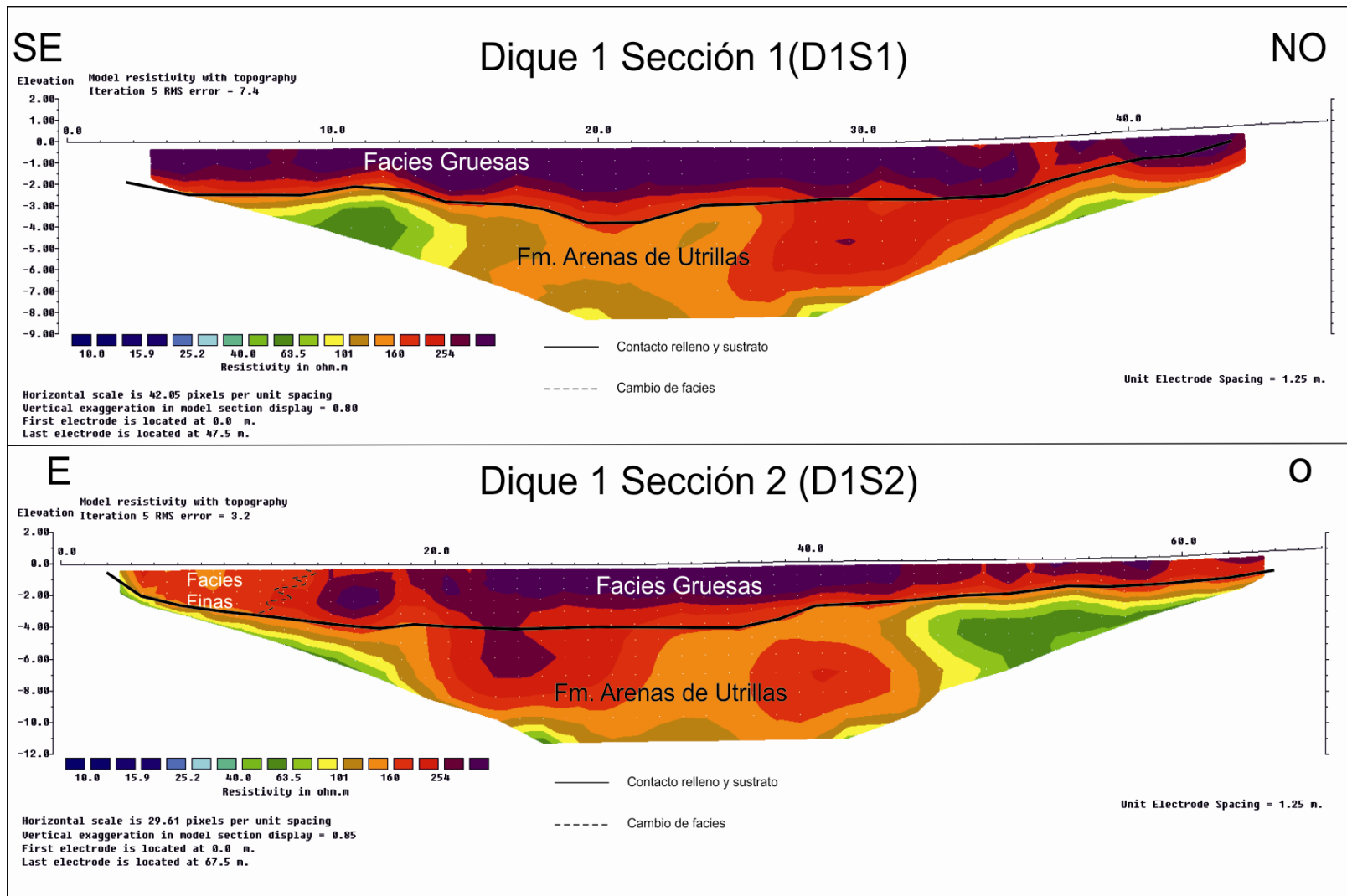
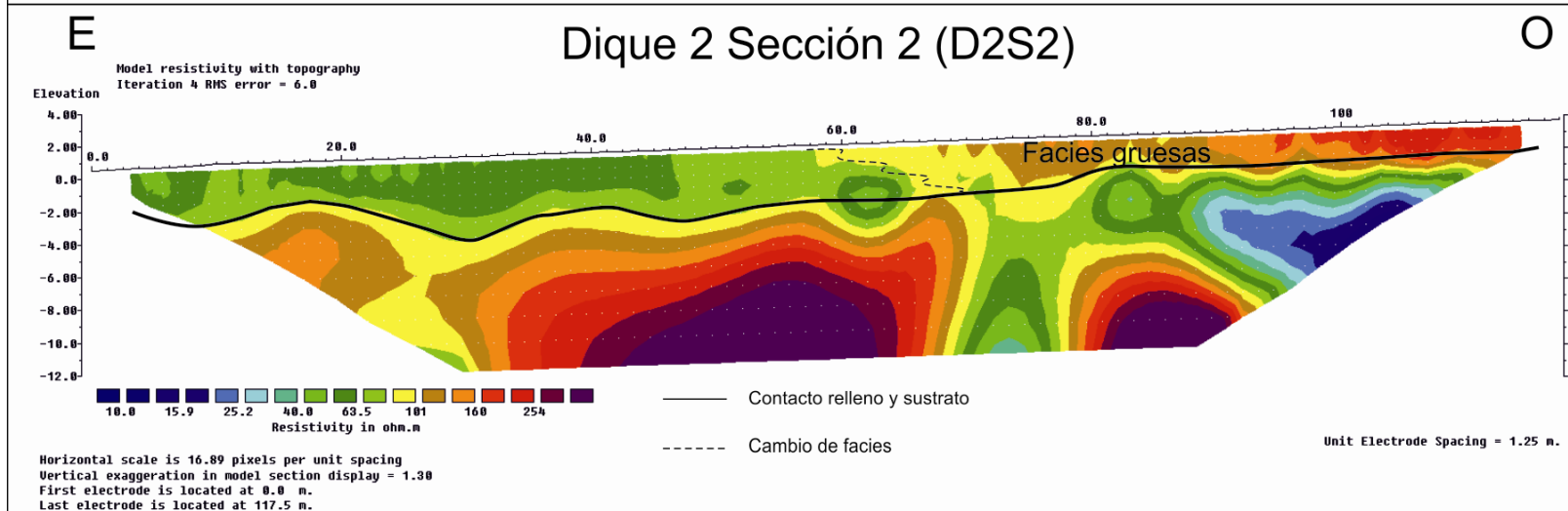
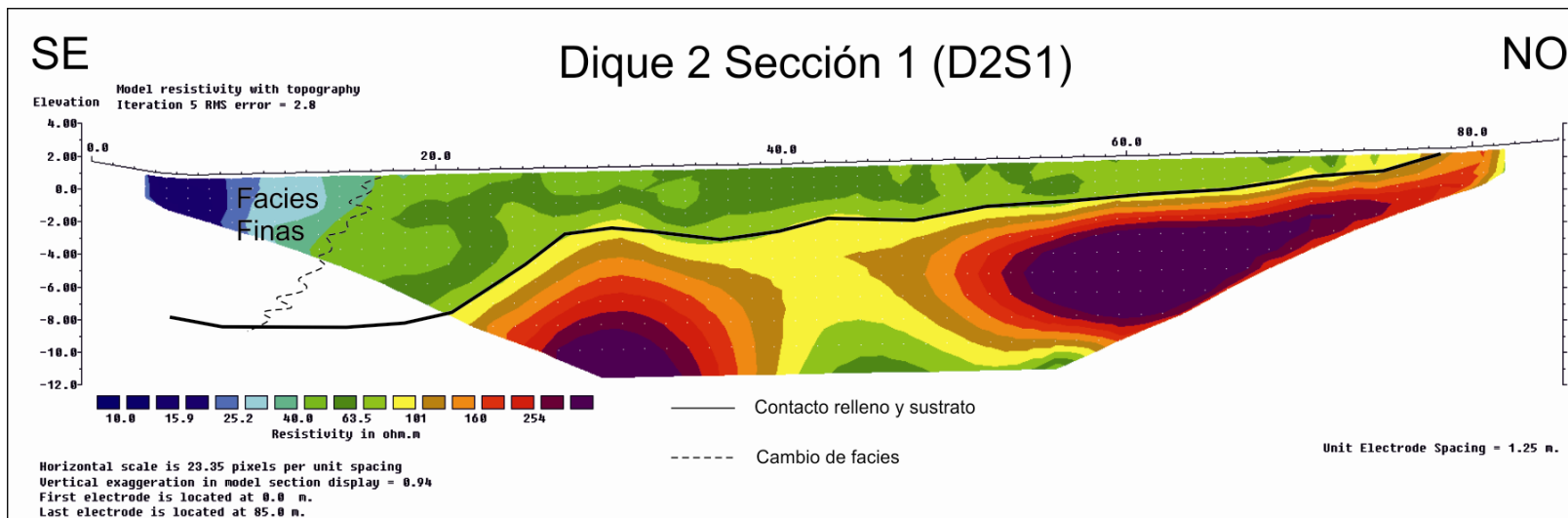


Figura 5.19. Secciones de tomografía eléctrica realizadas en el dique 1. Se incluye su interpretación.



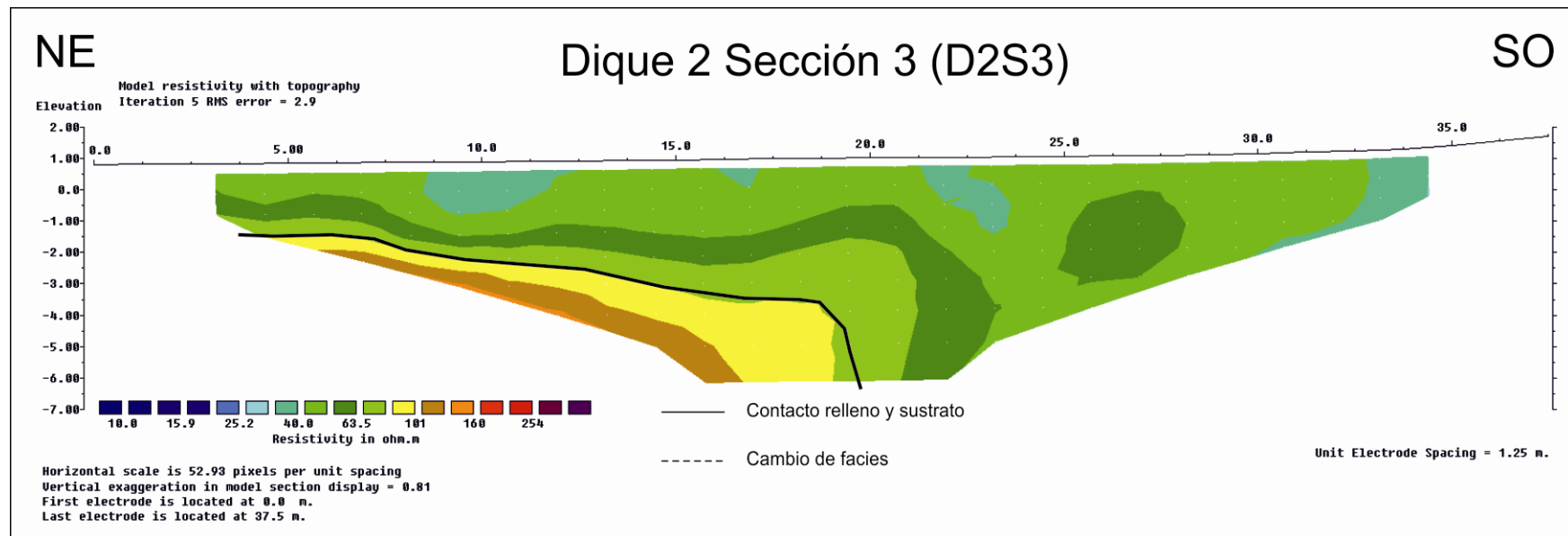


Figura 5.20. Secciones de tomografía eléctrica realizadas en el dique 2. Se incluye su interpretación.

En el caso del dique 2, la profundidad máxima de relleno identificada es de unos 9 m, y está localizada en las proximidades del dique. En este caso, la pendiente de la superficie de contacto entre los materiales sedimentados y el sustrato rocoso o subsuelo se mantiene constante aguas arriba del dique, mientras que en la zona más próxima al dique varía bruscamente, aumentando el espesor de los sedimentos. Este cambio en el perfil longitudinal del cauce — que coincide con el encajamiento del valle— fue aprovechado para la construcción del dique. El dique 2 se apoya sobre materiales carbonatados, por lo que en este caso los sedimentos que rellenan el vaso del dique se diferencian por tener valores de resistividad más bajos que el sustrato ($< 100 \Omega \text{ m}$, ver figura 5.20).

En ambos casos, en el vaso de los diques se reconocen materiales con resistividades bajas ($< 40 \Omega \text{ m}$) junto a los diques, llegándose a alcanzar valores de $10 \Omega \text{ m}$, típico de arcillas “puras”. Esto se ha interpretado como “facies finas”, sedimentos limo-arcillosos que se depositan junto al dique, ya que el dique frena el agua cargada con sedimentos en suspensión, reduciendo su velocidad y permitiendo la deposición de las partículas de menor tamaño (arcillas y limos).

El volumen de sedimentos retenido calculado para el dique 1 es de 2.700 m^3 . El dique 2 tiene un volumen de sedimentos retenido de 10.300 m^3 (figura 5.21 y tabla 5.7).

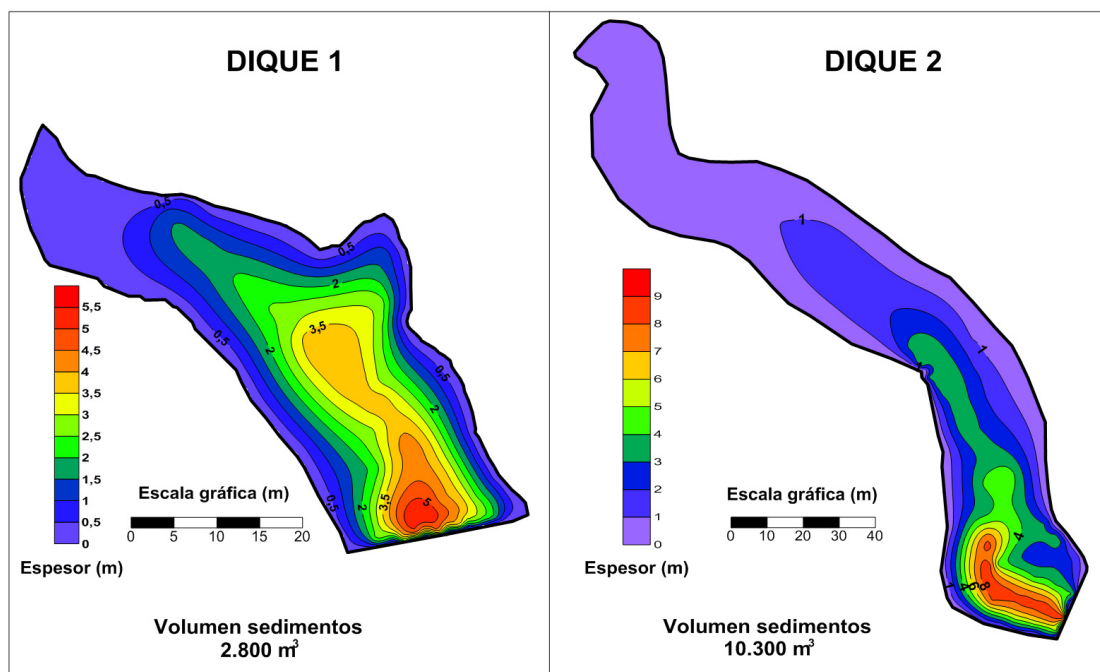


Figura 5.21. Representación del espesor del relleno de los dique 1 y 2 (ver figura 5.15 para la ubicación de dichos dique).

La densidad aparente media calculada para los materiales retenidos en los diques es de $1,49 \text{ g cm}^{-3}$, por lo que la cantidad de sedimentos retenidos en el dique 1 es de 4.100 Mg y de 15.400 Mg en el caso del dique 2 (tabla 5.7).

Los sedimentos retenidos en el dique 1 corresponden a los materiales erosionados entre los días 10 de diciembre de 2009 y 19 de enero de 2010 (cuando el dique sólo tenía 3 m de altura), y una cantidad de sedimentos retenidos con posterioridad al 19 de enero de 2010, una vez el dique se acabó de construir y se alcanzaron los 4,5 m de altura final. De acuerdo con los trabajadores que ejecutaron la construcción de los diques, el dique 1 terminó de llenarse aproximadamente en un mes, por lo que puede decirse que el dique se colmató, por completo, en dos meses (aproximadamente).

Los sedimentos retenidos en el dique 2 tienen una interpretación temporal mucho más compleja, ya que se han acumulado desde su construcción, en 1981, hasta la actualidad. Aunque hay que recordar que en la última actuación de corrección hidrológica se retiró una parte de los sedimentos de este dique, que volvió a rellenarse en aproximadamente un mes.

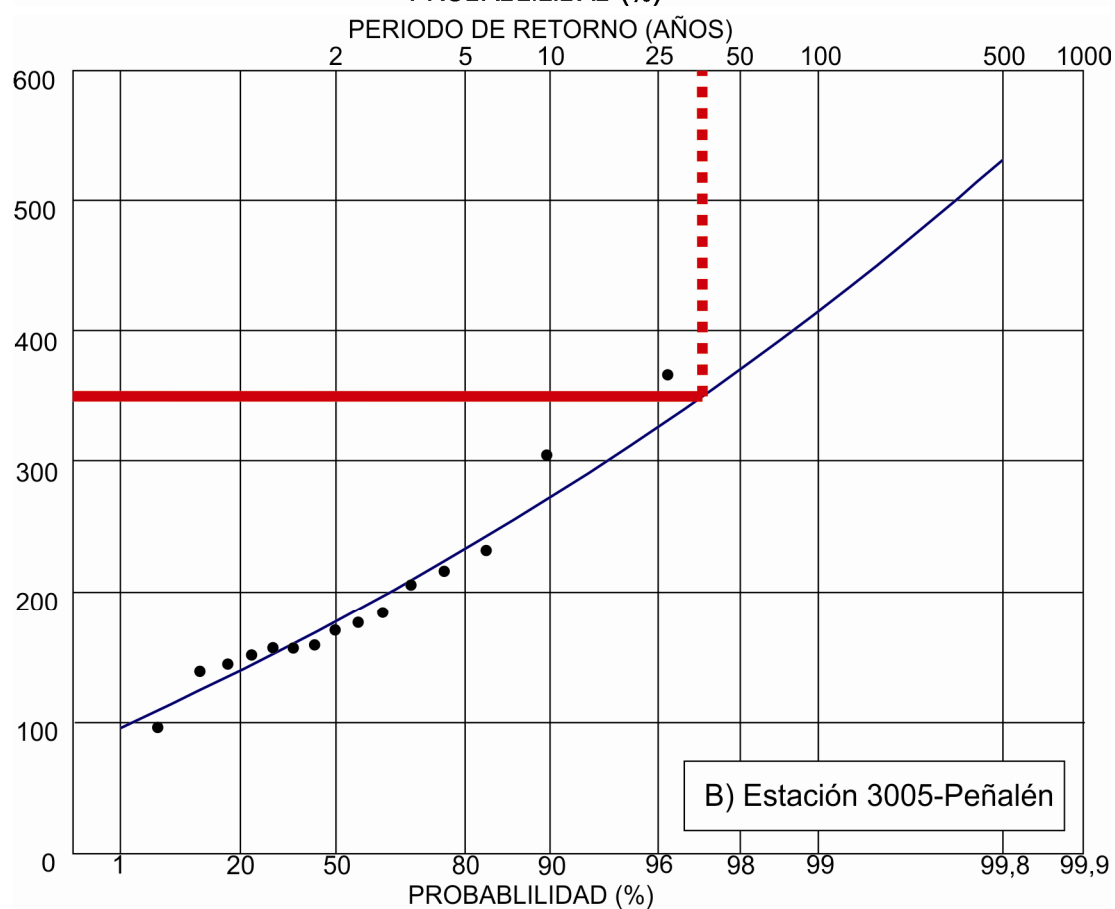
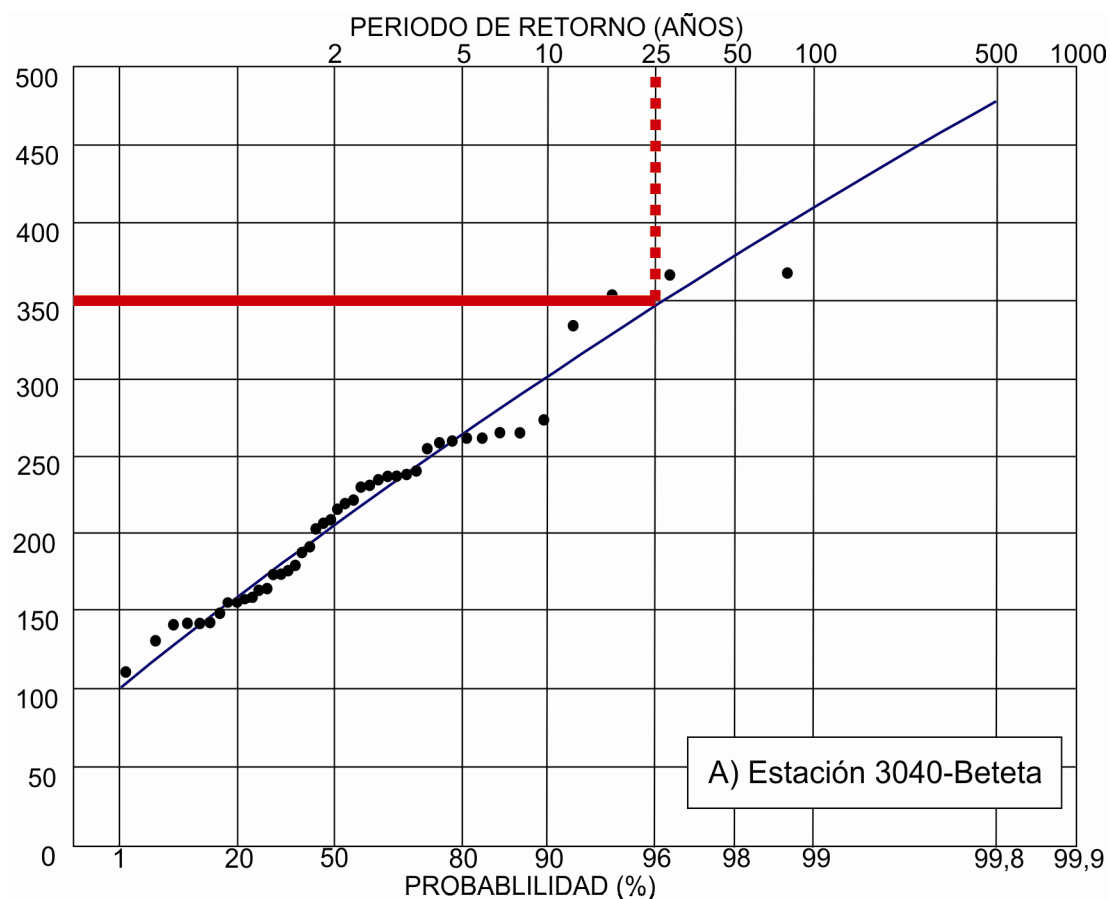
5.4.4. Análisis del relleno de los diques y de los eventos de precipitación

La precipitación total registrada en el periodo 10 de diciembre de 2009 y 18 de enero de 2010, fue de 351 mm. La intensidad máxima en 24 horas fue de 49 mm (correspondiente al día 28 de diciembre de 2009), la intensidad máxima en 60 minutos (I_{60}) fue de 9,4 mm h⁻¹ y la intensidad máxima en 30 minutos (I_{30}) de 12 mm h⁻¹.

El periodo de retorno calculado para la precipitación registrada es de entre 25 y 30 años, estimado de forma gráfica a partir de las curvas GEV para los datos históricos registrados en las estaciones de Beteta, Zaorejas y Peñalén (figura 5.22).

Para el periodo que va desde el 10 de diciembre de 2009 al 18 de enero de 2010, el dique 1 retuvo un volumen de sedimentos de 1.100 m³, lo que corresponde a 1.600 Mg. El dique 2 almacenó un volumen de 3.100 m³, correspondiente a 4.600 Mg (tabla 5.7).

En definitiva, puede estimarse que el volumen de sedimentos retenidos en los diques de la cuenca del arroyo Peñalén o Fuente Caliente para el periodo del 10 de diciembre de 2009 al 18 de enero de 2010 está en torno a 4.100 m³, lo que corresponde a una masa total de 6.200 Mg (tabla 5.6). Teniendo en cuenta que el área de la cuenca que vierte a la red hidrológica es de 173 ha, para este periodo de estudio la tasa de producción de sedimentos (*sediment yield*) sería de 36 Mg ha⁻¹año⁻¹.



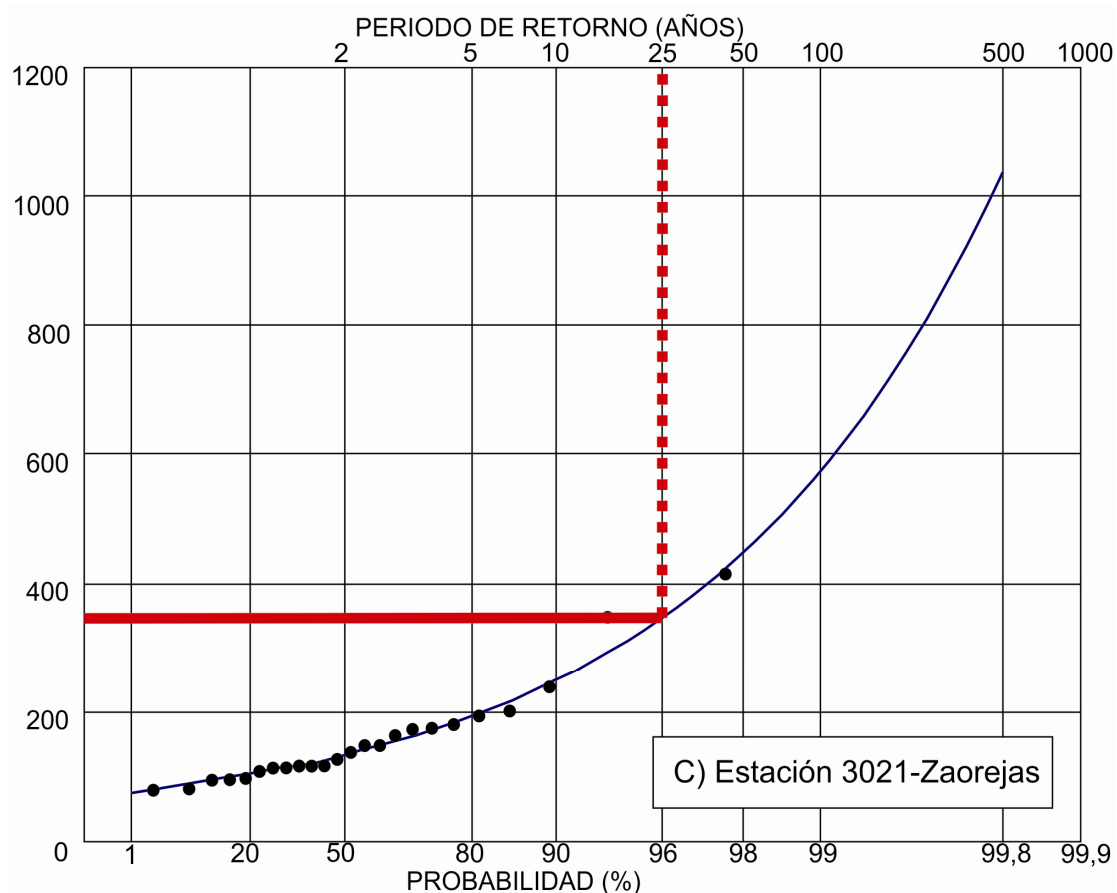


Figura 5.22. Curvas GEV de las estaciones de (A) Beteta, (B) Peñalén, y (C) Zaorejas, obtenidas mediante la aplicación CHAC (CEDEX, 2004a). En el eje Y se representa el valor de la variable precipitación mensual total, PMT (mm). La línea roja continua representa del valor de precipitación de 351 mm, ocurrido en el periodo 10 de diciembre de 2009 a 18 de enero de 2010. La línea roja discontinua muestra el periodo de retorno para dicho valor.

Tabla 5.7. Volumen y masa de los sedimentos retenidos en los diques 1 y 2 para en el periodo entre 10 de diciembre de 2009 y 18 de enero de 2010 (invierno de 2009-2010) y valores totales.

Dique	Invierno 2009-2010		Sedimentos totales retenidos	
	Volumen (m ³)	Masa (Mg)	Volumen (m ³)	Masa (Mg)
Dique 1	1.100	1.600	2.800	4.100
Dique 2	3.100	4.600	10.300	15.400
Total	4.100	6.200	13.100	19.500

5.5. Análisis de los resultados y discusión

5.5.1. Identificación de las principales fuentes de sedimento a partir de la *RUSLE 1.06*

A pesar de que el modelo *RUSLE 1.06* se desarrolló a partir de datos empíricos tomados en parcelas de erosión en zonas mineras y construidas, éste ha sido usado también para estudios de erosión a escala de cuenca en ambientes mineros (ver, por ejemplo, Trabucchi *et al.*, 2012).

Este modelo presenta algunas limitaciones para su aplicación en la cuenca del arroyo Peñalén. Durante la aplicación del modelo se detectaron algunas de estas limitaciones. Por ejemplo, no es posible introducir valores de pendiente mayores de 45° (>100%), mientras que en esta cuenca el 4 % de la superficie, correspondiente a zonas de cárcavas y zonas sujetas a deslizamientos y frentes de explotación, es mayor de 45°. Tampoco es posible introducir longitudes de ladera mayores de 1000 pies (unos 300 metros), y sin embargo en esta cuenca existen laderas de hasta 600 m. Por último, se ha observado que el valor máximo de materia orgánica que acepta el programa es del 4%, mientras que en esta cuenca hay unidades con valores de hasta 14% de materia orgánica (ver tablas en anexos). En todo caso, se entiende que estas limitaciones corresponden a las características propias de ambientes mineros y construidos, donde se ha calibrado el programa, y que parte de su imprecisión procede, pues, de su aplicación a esta cuenca.

Algunos de los parámetros requeridos por el programa para el cálculo del valor de los factores son totalmente objetivos. Sin embargo, existen otros parámetros que están sujetos a interpretación por parte del usuario. Por ejemplo, la permeabilidad y el grupo hidrológico (parámetros inversamente relacionados) deben elegirse de una lista desplegable de clases (muy alto, alto, medio, bajo, muy bajo), sin indicar a qué valores corresponde cada una de ellas, lo que puede llevar a una elección diferente dependiendo del usuario. También, en el caso del factor K, hay que tener en cuenta que en la cuenca del arroyo Peñalén, así como en otros ambientes mineros, en algunos casos no se dispone de un suelo *sensu stricto*, sino de una serie de coberturas superficiales de características muy diferentes a los suelos. Así, en la cuenca del arroyo Peñalén podemos encontrar el coluvión carbonático, que podría considerarse

un 'proto-suelo', o los estériles arenosos de las escombreras, cuyas características están muy alejadas de las de un suelo *senso stricto*.

Por otro lado, el modelo se ha desarrollado a partir de laderas de pendiente homogénea, por lo que, de acuerdo con el manual (Toy y Foster, 1998), para su aplicación en laderas cóncavas o convexas, es necesario dividir las laderas en segmentos de pendiente homogénea. Para incluir el efecto de la concavidad de las laderas, que muestra que a medida que la cuenca de drenaje aumenta la pendiente disminuye, lo que hace disminuir la velocidad y la capacidad erosiva del agua y facilitar la sedimentación en la base (Toy *et al.*, 2002), la aplicación informática calcula el *Sediment Delivery Ratio* (SDR). El valor de SDR varía en función de las características de los segmentos introducidos, por lo que éstos deben representar adecuadamente la concavidad de la ladera.

En cuanto a la sensibilidad del modelo a los valores de los parámetros, merece la pena reseñar que la variable longitud de la ladera es muy influyente en la estimación de la erosión final, lo que constituye una fuente de error en el caso de la cuenca de Peñalén, en la cual las longitudes de ladera presentan una gran variabilidad que llega incluso a superar los valores máximos contemplados por el modelo.

Respecto a los resultados, éstos muestran valores muy altos de erosión para la unidad 1, taludes de desmonte ($230 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$). Este alto valor se atribuye a la elevada pendiente y longitud de estos taludes. Sin embargo este resultado no coincide con la observación de formas de erosión hídrica sobre esta unidad en campo. Y menos aún en comparación con las escombreras, cuyas formas de erosión son muy evidentes (cárcavas generalizadas, de más de un metro de profundidad, y que sin embargo presentan valores de erosión mucho menores (entre $7,4$ y $86,1 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$). De estos resultados interpretamos que el modelo no tiene incorporado el efecto de la cohesión del sustrato para la respuesta erosiva (materiales cohesivos en los taludes y no cohesivos en las escombreras), lo que puede ser una importante limitación del modelo para trabajos en ambientes mineros.

Para el resto de unidades de zonas mineras y escombreras se han obtenido valores altos, pero éstos se sitúan en los mismos órdenes de magnitud que los registrados para otros ambientes mineros (Nicolau, 1996). Las unidades que representan la 'cuenca natural', salvo la unidad de cárcavas y deslizamientos

superficiales ($198 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$), ofrecen valores más bajos (valores entre 0,59 y $17,6 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$), por lo que los resultados parecen coherentes.

Es necesario señalar que la RUSLE 1.06, sólo calcula la erosión para cada área cartografiada, por lo que no estima el total de sedimentos que saldrían de la cuenca (producción de sedimentos, *sediment yield*), ni la movilidad de éstos dentro de la misma. También es importante tener en cuenta que la RUSLE 1.06 estima la erosión de una ladera causada por el impacto de las gotas de agua y la escorrentía (denominada “*interrill erosion*”) y la erosión en *rills*, pero no estima la erosión en *gullies* o *stream-channel* (Toy y Foster, 1998), por lo que los resultados obtenidos, al menos para la unidad 11, taludes de estériles con regueros, estarían subestimados.

La RUSLE 1.06 es un modelo fácil y rápido de aplicar gracias al *software* desarrollado. Sin embargo, para su aplicación fiable en un contexto como éste es necesario conocer el modelo en profundidad, así como calibrarlo con respecto a factores como la cohesión.

5.5.2. Cuantificación de la erosión de las escombreras exteriores de la mina Santa Engracia

El procedimiento por el cual se ha reconstruido la topografía “de partida” presenta algunas limitaciones que han llevado a la subestimación de los valores de erosión reales. El motivo es que para realizar la reconstrucción topográfica se ha partido de las zonas de interfluvio entre las cárcavas de la escombrera, y no existe seguridad de que esa superficie sea original. De hecho, hay evidencias de campo que muestran que muchos de esos interfluvios no son la topografía original, y que por tanto muestran una posición que ha sido ‘rebajada’ por erosión desde que se terminaron de construir las escombreras. Sin embargo, se considera que es una aproximación válida para calcular la erosión ocurrida en estas escombreras (al constituir una medida directa), y en todo caso de valores mínimos, pero se desconoce el nivel de incertidumbre.

La tasa de erosión media para los 19 años de existencia de las escombreras es realmente muy elevada: $318 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$. Al ser un valor medio, habrá habido años con valores incluso superiores. En todo caso son cifras similares a las registradas en otros ambientes mineros muy erosionados mediante una metodología equiparable (Porta *et al.*, 1989). Igualmente son valores próximos

a los obtenidos en la escombrera experimental de El Machorro —ladera recta con estériles (LR-EST)—, para el segundo año de seguimiento ($347 \text{ Mg ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$).

La aportación de materiales desde esta escombrera a la red fluvial de la cuenca ha sido más elevada de lo que indican las tasas obtenidas para el periodo 1990 a 2009, también por otro motivo. De acuerdo con testimonios de trabajadores de la mina y vecinos del pueblo de Peñalén, estas escombreras sufrieron intensos procesos erosivos, incluso movimientos en masa, durante su construcción (en ausencia de diques, y habiendo estado sujetas, en muchos casos, a reparación).

Las causas de la intensidad del proceso erosivo en esta localización son múltiples: las escombreras se construyeron con materiales muy fácilmente erosionables (estériles muy poco cohesivos, y por tanto muy fácilmente movilizables por la escorrentía); la técnica de construcción de las escombreras fue mediante vertido directo gravitacional sobre unas laderas de gran longitud y pendiente; y no se aplicaron medidas eficientes ni de restauración ni para el control de la erosión y sedimentación. Por todo ello, los procesos de erosión, mediante la incisión de regueros y cárcavas, se iniciaron prácticamente al mismo tiempo que las escombreras eran construidas. Éstas sólo se remodelaron mediante terrazas cuando fueron terminadas, en 1990, extendiéndose sobre la superficie de las bermas un sustrato de coluvión carbonático, que fue objeto de una fallida revegetación posterior. Como se observa en la figura 5.6 estas medidas fracasaron.

En lo que se refiere al transporte de los sedimentos dentro de la cuenca, puede interpretarse que no todos los sedimentos erosionados en las escombreras exteriores de la mina Santa Engracia (frente de la pista a Poveda) habrán llegado a los diques. Algunos de ellos habrán quedado retenidos en las cunetas de la pista y en la propia pista (ambas con un sistema de mantenimiento por parte del ayuntamiento de Peñalén), o en la base de las escombreras, e incluso en las propias laderas, como ya se ha indicado. Sin embargo, se estima que la proporción de sedimentos erosionados en la escombrera que han quedado retenidos en la propia cuenca, sin llegar a la red hidrográfica del entorno, debe ser una pequeña parte, dada la elevada conectividad del flujo hídrico en la cuenca debido a las elevadas pendientes, tanto de las laderas como de los perfiles longitudinales de la red fluvial.

La erosión en las escombreras exteriores ha sido y sigue siendo muy intensa, por lo que el aporte de sedimentos, desde esta cuenca a la red fluvial del entorno y finalmente al propio río Tajo, continúa, toda vez que los tres diques ya están llenos.

5.5.3. Los diques de corrección hidrológica de esta cuenca

Aunque la estimación del volumen de sedimentos retenidos en diques lleva implícito un cierto margen de error, la metodología aplicada en la cuenca de Peñalén se considera bastante precisa. Esto se afirma, porque la metodología empleada aquí permite identificar el contacto entre los sedimentos retenidos en el vaso del dique y el sustrato rocoso, obteniendo la geometría del vaso de forma bastante exacta.

Dada su localización en la cuenca, los diques de corrección hidrológica han retenido, cuando ha existido capacidad para ello, sedimentos procedentes tanto de: (1) las escombreras exteriores de la mina Santa Engracia (ambos frentes); (2) las cárcavas y las zonas sujetas a deslizamientos superficiales; y (3) el resto de la superficie de la cuenca. Los casos 2 y 3, serían considerados como ‘erosión natural’.

En relación a la efectividad en el control de la sedimentación, así como en el control del impacto hidrológico de la minería, de estas infraestructuras, puede resultar interesante comparar los datos de producción de sedimentos desde las escombreras mineras exteriores con los de capacidad de retención de los diques. El volumen de los materiales erosionados en las escombreras, para 19 años, es de 24.600 m^3 , lo equivale a una media de $1.300 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$. El volumen total de sedimentos retenidos en los diques es de 13.000 m^3 , por lo que, si las tasas de erosión de las escombreras experimentales fueran constantes, los diques se colmatarían en 10 años. Es decir, los diques sólo tienen capacidad para almacenar el 53,2% de los sedimentos erosionados en las escombreras en sus 19 años de existencia.

Por otro lado, como se ha indicado, en la cuenca existen otras fuentes de sedimento, por lo que, los diques podrían rellenarse en menor tiempo. Así, de acuerdo con Rafael Serrada (com. pers), los diques de la primera actuación hidrológica se rellenaron en unos dos años y el dique recrecido en la segunda actuación de corrección hidrológica se colmató en un año. Finalmente, según

los operarios que construyeron los diques de la tercera actuación, éstos se colmataron en unos cuatro meses.

Este hecho indica que la capacidad de retención de los diques es mucho menor que la producción de sedimentos de la cuenca, y que por tanto, su efectividad para el control de la sedimentación es muy limitada.

En lo referente a la capacidad de retención de sedimentos de los diques, es importante también tener en cuenta, (como ya se discutió en el capítulo 4, en el que se estimaba la producción de sedimentos desde la cárcava de Ribagorda), que los diques de gavión retienen principalmente los sedimentos transportados como carga de fondo y partículas de gran tamaño, mientras que los sedimentos transportados en suspensión (partículas de pequeño tamaño) se filtran por los huecos existentes en los gaviones, sin poder estimarse exactamente qué proporción de materiales son los que se escapan. Por tanto, estos sedimentos transportados en suspensión sí habrían llegado, “siempre”, a la cuenca del arroyo Merdero, y de ahí al río Tajo. Por esta razón, cómo ya se ha avanzado en otros capítulos, se decidió instalar una estación experimental para el muestreo automático de la turbidez (junto con otros parámetros) en la desembocadura del arroyo Merdero al río Tajo (ver capítulo 6).

Para completar esta argumentación, habría que indicar que parte de los sedimentos erosionados en la misma cuenca, sin poder saber qué cantidad, pueden haberse sedimentado en irregularidades de la cuenca, en los propios arroyos y en las cunetas, sin alcanzar los diques y sin llegar a la cuenca del arroyo Merdero. En todo caso, como ya se ha comentado, interpretamos que la capacidad de esta cuenca para “almacenar” sedimentos en su interior es muy baja y existe una elevada conectividad con la red hidrográfica del entrono, dado que las pendientes de las laderas y de los perfiles longitudinales de la red fluvial son muy elevadas (siendo la pendiente media de la cuenca de 44% (24°) y la pendiente media del perfil longitudinal del arroyo Peñalén de 19%, 16°).

Finalmente, cabe reflexionar sobre la idoneidad de la construcción de los diques de corrección hidrológica, dado: su coste económico, su efecto de artificialidad en un contexto de espacio natural protegido, los problemas de erosión derivados de su construcción (Brant, 2000) y su limitada capacidad para el control de la sedimentación. Unido a esto, también se considera que su ejecución dentro de un plan de “restauración de ríos” no es la más acertada.

5.5.4. *Análisis del relleno de los diques y de los eventos de precipitación*

Consideramos que la precipitación producida entre los días 10 de diciembre de 2009 y 18 de enero de 2010, causante del relleno de los diques de corrección hidrológica, no es excepcional, ya que su periodo de retorno es de 25 a 30 años.

Además, las intensidades registradas tampoco parecen demasiado elevadas; de acuerdo con AEMET (fecha no disponible, http://www.aemet.es/documentos/es/eltiempo/prediccion/comun/prediccion_interpretacion.pdf), las lluvias se clasifican por su intensidad en: débiles ($\leq 2 \text{ mm h}^{-1}$), moderadas (entre 2 y 15 mm h^{-1}), fuertes (entre 15 y 30 mm h^{-1}), muy fuertes (entre 30 y 60 mm h^{-1}) y torrenciales ($>60 \text{ mm h}^{-1}$). Dado que la intensidad máxima en 60 minutos registrada para el periodo de estudio fue 9,4 mm h^{-1} , las lluvias podrían clasificarse como moderadas.

Teniendo esto en cuenta, puede decirse que la erosión y emisión de los sedimentos para este periodo de estudio, no se debió a eventos de intensidad elevada, sino al efecto de precipitaciones continuadas, que saturaron el suelo. La saturación del suelo no sólo favorece enormemente la escorrentía, sino que causa la pérdida de cohesión de los materiales del terreno, lo que puede desencadenar movimientos en masa que movilizan los sedimentos desde las laderas hasta el fondo de los valles (ver, por ejemplo, Garland y Olivier, 1993).

Es importante destacar, además, que durante el periodo de tiempo señalado, las precipitaciones de lluvia se alternaron con precipitaciones en forma de nieve (observación en campo). De hecho, en alguna ocasión dentro del periodo de tiempo analizado “llovió sobre nieve”, lo que produjo su fusión casi instantánea, proceso que suele tener una alta capacidad de movilización de sedimentos. Así por ejemplo en los Pirineos centrales se ha observado que la fusión nival en primavera es la principal responsable del incremento del caudal, siendo mayor su aportación que la de las precipitaciones, en forma de lluvia o nieve (López-Moreno y García-Ruiz, 2004). Esta misma circunstancia se ha constatado en campo, en esta misma cuenca, durante el mes de enero de 2013. Y es que, como ya se ha comentado, las precipitaciones en forma de nieve son comunes en los meses de invierno en este entorno, y es frecuente que éstas alternen con episodios de lluvia.

También en este caso existen evidencias de que los datos de movilización obtenidos son “mínimos”. En efecto, hay dos razones que indican que el volumen de sedimentos emitido podría ser superior: (1) dado que los dos diques quedaron colmatados, es evidente que para este periodo de tiempo se produjo más cantidad de sedimentos del que quedó retenido en los dos diques; (2) el material acumulado corresponde únicamente a material grueso, de carga de fondo, dado que los diques son permeables, y permiten la salida de escorrentía con material en suspensión, si bien este extremo no está claro, pues parece que los diques pudieran haber estado congelados en este periodo, siendo por tanto muy impermeables.

Aún así, el volumen calculado y su relación con la superficie de la cuenca que está conectada a la red fluvial, ha permitido estimar la tasa de producción de sedimentos de esta cuenca para este periodo concreto de estudio. El valor de tasa de producción de sedimentos obtenido (35 Mg ha^{-1} , para un mes) es mucho mayor que el valor de erosión máximo tolerable aceptado de forma general ($11,2 \text{ t ha}^{-1}\text{año}^{-1}$), definido por Schmidt *et al.* (1982). Para interpretar este valor, es importante además tener en cuenta que la mayoría de la superficie de la cuenca tiene una erosión objetivamente baja, por poseer una densa cubierta vegetal. Ello indica que el aporte desde cárcavas y escombreras debe haber sido realmente alto en este evento.

5.6. Conclusiones

El uso de la RUSLE 1.06 en este contexto ha permitido una “primera identificación” de las áreas fuente de sedimentos (cárcavas y zonas mineras), las cuales, por otra parte, eran también identificables a partir de un análisis geomorfológico de campo (evidencia de formas erosivas activas). El modelo puede ser válido en ausencia de medidas directas, y una herramienta muy útil para la identificación de las principales áreas fuente de sedimento. Por otro lado, se han identificado algunas de las limitaciones del uso de RUSLE 1.06 en los ambientes mineros. Entre ellas destaca la ausencia de un parámetro específico que recoja el efecto de la cohesión de los materiales sobre la erosión.

Los diques de corrección hidrológica de la cuenca del arroyo Peñalén no tienen capacidad suficiente para retener todos los materiales erosionados en la cuenca, además de presentar limitaciones para la retención de sedimentos transportados en suspensión. Este hecho pone de manifiesto su limitada efectividad para el control de la erosión y del impacto hidrológico de la cuenca.

Se ha observado que los eventos de precipitación continuada, como el ocurrido entre el 10 de diciembre de 2009 y el 18 de enero de 2010, con alternancia de nevadas y lluvias, ocasionan una importante movilización de sedimentos (35 Mg ha^{-1}), sin que sea necesaria la existencia de lluvias intensas para que ocurra un proceso erosivo muy importante.

La cuenca del arroyo Peñalén está sujeta, de manera natural, a una elevada efectividad de los procesos erosivos y de flujo de sedimentos hacia el río Tajo, con áreas que son fuente de una cantidad importante de sedimentos (como las cárcavas). Todo ello parece estar condicionado por una elevadísima energía del relieve en la cuenca, y por la existencia de afloramientos de zonas de sustrato natural muy fácilmente erosionable (cárcavas).

En este contexto, las escombreras mineras de Santa Engracia (frente de explotación de la pista a Poveda) y el conjunto del frente del cementerio constituyen las fuentes “no naturales” de sedimentos de esta cuenca, que aportan cantidades muy elevadas ($318 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$, de media). Por ello, cualquier actuación dirigida a “restituir” un balance de escorrentía y sedimentos “natural” en esta cuenca debería pasar, casi exclusivamente, por la actuación de restauración ecológica efectiva de estas zonas.

Capítulo 6

UNA RED PARA EL SEGUIMIENTO CONTINUO DEL TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EN SUSPENSIÓN EN EL SISTEMA FLUVIAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

Diseño y datos preliminares



Desembocadura del arroyo Merdero al río Tajo (9 de noviembre de 2012).
(Foto: José Francisco Martín Duque)

En los capítulos anteriores se han estudiado los procesos erosivos y de producción de sedimentos en distintos ambientes: minas con medidas para el control de la erosión y la sedimentación, cárcavas, y minas sin medidas para el control de la erosión y sedimentación; en este último caso, en el contexto de su cuenca hidrológica, donde también existen cárcavas y zonas sujetas a deslizamientos superficiales. A partir de esta información se detectó la necesidad de disponer de datos más precisos acerca de la dinámica de los sedimentos en la red fluvial. En este último capítulo de la tesis se muestra el diseño de una red para el seguimiento continuo y automático de los sedimentos en suspensión, así como de otras características físico-químicas del agua de la red hidrográfica en el área de estudio. La instalación de esta red también busca obtener información acerca de las condiciones de base o referencia (*baseline*) para distintos parámetros de la red fluvial del entorno del Parque Natural del Alto Tajo y cuantificar la cantidad de sedimentos en suspensión que llega al río Tajo.

Resumen

Este capítulo es una conclusión parcial del desarrollo de esta tesis, ya que, tras los trabajos explicados en los capítulos anteriores, se concluyó la necesidad de disponer de una información más precisa sobre los sedimentos que finalmente alcanzan el río Tajo. Para ello se decidió instalar una red para el seguimiento de los sedimentos transportados en suspensión.

Este capítulo muestra el diseño de dicha red, lo que implicó: i) la definición de los parámetros a medir; ii) el instrumental necesario y las fuentes de energía o alimentación; iii) la periodicidad de las medidas; iv) el acondicionamiento de las secciones y v) el diseño de material para la protección del instrumental; y la metodología a emplear para el análisis de los datos registrados. Se muestra la localización y el equipamiento instalado en cada uno de los puntos de medición de la red, así como las calibraciones realizadas en laboratorio y la metodología empleada para el cálculo de caudales. Finalmente, se muestran, a modo de ejemplo, los datos registrados para tres eventos seleccionados, mostrando el tipo de datos que se espera obtener en las estaciones automáticas de la red.

El objetivo principal de la instalación de esta red es la medida de la emisión de sedimentos a la red fluvial desde los distintos ambientes estudiados previamente, así como obtener información acerca de la concentración de

sedimentos en suspensión y de otros parámetros físico-químicos aguas arriba de las minas; es decir, lo que serían las condiciones de referencia (*baseline*) para estos parámetros en este entorno regional. Una vez que la red esté en pleno funcionamiento, también se podrá cuantificar la carga de sedimentos en suspensión que finalmente llega al río Tajo.

Abstract

This chapter is a partial conclusion of the thesis, as the results described in previous chapters demonstrate the necessity of measuring the amount of sediments that eventually debouch (or enter) into the Tagus River. Therefore, a measuring network was established to monitoring suspended sediment transport.

This chapter explains the network design, which included: i) the definition of measured parameters; ii) the necessary equipment and the energy sources; iii) the fitting of the channel measuring sections, iv) the design of different devices to protect the installed equipment; and v) the methodology to analyze the registered data. The locations of the installed equipment are explained in this chapter. In addition, the laboratory calibrations and the methodology used to calculate water discharge are also shown. Data from three selected events are shown to exemplify expected results of this monitoring network.

The main objective of the network installation is the measuring of the sediment emission from the different sources previously studied to the fluvial network, and its transport and suspended load. Another objective is to obtain information about the baseline of suspended sediment concentration and other environmental physical-chemical parameters for this area. Once this network will be working entirely, it could be possible to calculate the total amount of sediments that achieve the Tagus River.

6.1. Introducción

6.1.1. *Antecedentes sobre estudios de sedimentos en suspensión en cuencas*

Desde la década de 1970 ha aumentado notablemente el interés por el conocimiento de la dinámica de los sedimentos transportados en suspensión en los cursos fluviales, bien sea en cuencas individuales o a escala regional (Walling, 1977a; Walling, 1977b; Horowitz, 2003). Este interés se ha reflejado en la publicación de numerosos estudios, tanto cualitativos como cuantitativos (Angino y O'Brien, 1968; Walling, 1977a; Walling, 1977b; Horowitz, 2003; Collins y Walling, 2004; Peng, 2008; Duvert *et al.*, 2012; Harrington y Harrington, 2013).

Los trabajos sobre sedimentos en suspensión pueden perseguir distintos objetivos; entre ellos, habitualmente, ha destacado la relación entre los sedimentos y la calidad del agua (Walling, 1977a). La información sobre la carga de sedimentos en suspensión es necesaria para distintos propósitos, así, por ejemplo, podemos encontrar trabajos acerca del transporte de contaminantes; de tendencias en la calidad del agua; estudios sobre la colmatación de embalses o sedimentación en canales y puertos; estudios de erosión de suelo, estudios derivados de problemas ecológicos o recreativos; o estudios sobre tasas de erosión y procesos fluviales desde un punto de vista geomorfológico (Angino y O'Brien, 1968; Walling, 1977a; Walling, 1977b; Horowitz, 2003; Mathys *et al.*, 2003; Collins y Walling, 2004; Peng, 2008; Duvert *et al.*, 2012; Harrington y Harrington, 2013).

En España, los trabajos sobre la medición y seguimiento de sedimentos en suspensión en cursos fluviales son también muy numerosos. Éstos se centran, principalmente, en el estudio de cuencas sujetas a cambios en los usos del suelo; o bien cuencas con erosión intensa, con presencia de cárcavas. Pueden destacarse, entre otros, los estudios realizados en el sudeste peninsular y en el Pirineo. Cabe señalar los trabajos de García-Ruiz y colaboradores en el Pirineo central (por ejemplo (García-Ruiz *et al.*, 2008; Lana-Renault y Regüés, 2009); también en el Pirineo central, pero en este caso en la cuenca del Araguás (cuenca con presencia de cárcavas), se han llevado a cabo los trabajos de Estela Nadal-Romero o David Regüés (Nadal-Romero *et al.*, 2008a; Nadal-Romero *et al.*, 2008b; Regüés *et al.*, 2009; Nadal-Romero y Regüés, 2010;

Regüés y Nadal-Romero, 2012). La cuenca del Vallcebre ha sido estudiada por Soler y colaboradores (Soler *et al.*, 2007; Soler *et al.*, 2008) y la cuenca del río Isábena por López-Tarazón *et al.* (López-Tarazón *et al.*, 2009; López-Tarazón *et al.*, 2010; López-Tarazón *et al.*, 2011; López-Tarazón *et al.*, 2012). También se han llevado a cabo estudios en el río Ebro (Tena *et al.*, 2011) y en el Segre, principal tributario del Ebro, donde el objetivo era estudiar los efectos de la presa Oliana-Rialb (Ruiz-Bellet *et al.*, 2011). En el sudeste peninsular, por ejemplo, se han llevado a cabo estudios en el desierto de Tabernas, Almería (Cantón *et al.*, 2001c; Solé-Benet *et al.*, 2009)

El transporte fluvial de sedimentos en suspensión es habitualmente un proceso discontinuo, que ocurre principalmente durante crecidas (Wilson *et al.*, 2004; López-Tarazón *et al.*, 2011). Los sedimentos erosionados en las áreas fuente alcanzan la red de drenaje, que los transporta hasta zonas de sedimentación en cursos más bajos, o cuencas sedimentarias, pudiendo también depositarse en el lecho del cauce o en las llanuras de inundación de cursos medios y altos. Esta deposición se produce cuando las fuerzas tractivas no tienen la capacidad suficiente para movilizar los sedimentos (Kerr, 1995; López-Tarazón *et al.*, 2011). El almacenamiento de los sedimentos en el cauce (*in-channel storage*) es por tanto un componente significativo a tener en cuenta para el balance sedimentario de una cuenca de drenaje, pudiendo ser en algunos casos mayor la cantidad de sedimentos depositados en los cauces que la exportada de la cuenca (producción de sedimentos o *sediment yield*) (Wilson *et al.*, 2004; López-Tarazón *et al.*, 2011).

Los estudios de sedimentos en suspensión se centran, precisamente, en la estimación del flujo y de la carga de sedimentos, así como en el cálculo de la producción de sedimentos (*sediment yield*) de una cuenca; habitualmente, para un periodo concreto de tiempo (mensual, anual...) o estimaciones por eventos o crecidas. Para realizar estos cálculos, es necesaria información tanto sobre de la concentración de sedimentos en suspensión (CSS), como de caudales (Q) (Horowitz, 2003).

Existen distintas aproximaciones y métodos para la estimación y cálculo de la carga de sedimentos en suspensión. El método más preciso es la combinación de medidas continuas de concentración de sedimentos en suspensión (*suspended sediment concentration*, SSC) y de caudal (Q) (Walling, 1977a). Una frecuencia de muestreo cada 15 minutos se considera suficiente para

estimaciones reales de carga de sedimentos en suspensión (Harrington y Harrington, 2013).

Estas medidas continuas de caudal, o casi continuas, se registran en sensores instalados *in situ*, como sensores de presión o limnómetros, que registran la profundidad del agua (h). La profundidad del agua es posteriormente transformada en caudal, mediante una relación específica entre profundidad y caudal (curvas h/Q , o curvas de gastos), para el lugar donde se encuentra instalado el sensor. La concentración de sedimentos en suspensión (CSS) puede obtenerse de muestras de agua tomadas manualmente (recogidas periódicamente); de muestras tomadas automáticamente (mediante muestreadores automáticos con bomba de succión, tipo ISCO, por ejemplo), o estimada a partir de parámetros sustitutos, como la turbidez, mediante la instalación de sensores de turbidez o turbidímetros (Horowitz, 2003; Bisantino *et al.*, 2011).

Existen distintos tipos de instrumentos para la medición de la turbidez. Así, se han usado dispositivos acústicos para medir la retro-dispersión de las partículas en suspensión (*acoustic backscatter*, *ABS*, *instruments*), instrumentos que miden la difracción láser (*laser diffraction*) e instrumentos ópticos para la medición de la turbidez (*optical turbidity*). Para más detalles se puede consultar el trabajo de Bisantino *et al.* (2011). De todos ellos, los dispositivos ópticos son los más utilizados (Nadal-Romero *et al.*, 2008a; López-Tarazón *et al.*, 2011). Es importante señalar que este instrumental presenta algunas limitaciones y necesita un mantenimiento, ya que las medidas se pueden ver afectadas por proliferación de algas, presencia de burbujas, o desarrollo de carbonato cálcico en la lente del lector. Además, estos dispositivos no son muy sensibles a la variación textural de las partículas que se quieren medir, por lo que la calibración *in situ* es indispensable (Lawler, 2005; Regüés *et al.*, 2002; Regüés y Nadal-Romero, 2012).

En los casos en los que las mediciones continuas no son posibles, los investigadores calculan curvas de valores de sedimentos en suspensión (*rating curves*) para estimar (predecir) la concentración de sedimentos en suspensión (CSS), mensual, estacional, anual... Existen más de 20 métodos para el cálculo de estas curvas, siendo el más común la construcción de rectas de regresión, donde se relacionan la CSS y el caudal (Q), siendo éste la variable independiente. Este método requiere la transformación logarítmica de los datos de la CSS y el Q antes de realizar los análisis (Horowitz, 2003). Quilbé *et al.* (2006) sugieren investigar la correlación entre CSS y Q antes de obtener la

curva a aplicar. Según estos autores, si el coeficiente de determinación (r^2) de la línea de regresión calculada es mayor de 0,5, puede considerarse una curva adecuada.

El transporte de sedimentos en suspensión y su emisión al río Tajo es muy evidente en el área de estudio, especialmente tras varios días de lluvia (ver figura 6.1).



Figura 6.1. Desembocadura de los arroyos Tajuelo y Merdero al río Tajo tras un periodo de lluvias. Fotos tomadas el 9 de noviembre de 2012.

Este capítulo muestra el diseño de una red para el seguimiento del transporte de sedimentos en suspensión en la zona minera del Parque Natural del Alto Tajo, así como unos resultados preliminares, a modo de ejemplo. La instalación de esta red busca conocer y comparar las concentraciones de sedimentos en suspensión de las cuencas de los arroyos Merdero y Tajuelo (cuencas con presencia de minas y cárcavas), así como obtener información sobre los valores de referencia, o línea base (*environmental baseline*) de sedimentos en suspensión para distintos puntos de muestreo de los cursos fluviales en este entorno. Los ejemplos pretenden mostrar el tipo de información que se obtendrá, teniendo en cuenta que el diseño de la red y su puesta en marcha es más un resultado o conclusión de esta investigación, y no tanto una parte de la misma. De hecho, una nueva tesis doctoral se encargará de analizar e integrar toda la información que se obtenga de la red.

6.2. La red hidrográfica del área de estudio

La red de seguimiento del transporte de sedimentos en suspensión se ha instalado en la zona donde se sitúan las minas de caolín, ocupando parte de la Zona Periférica de Protección (ZPP) del Parque Natural del Alto Tajo, y adentrándose también en el propio Parque Natural. Concretamente los distintos puntos de la red de seguimiento se distribuyen en las cuencas del arroyo Merdero, arroyo de la Hoz o Tajuelo (ambos tributarios del río Tajo por su margen izquierda) y en un tramo del río Tajo, en los términos municipales de Peñalén y Poveda de la Sierra (ver figura 6.2).

La cuenca del arroyo Merdero tiene una superficie de 14 km². En ella se incluye la subcuenca del arroyo Peñalén, donde se localiza la población de Peñalén (0,06 km², 6,42 ha) y la mina inactiva Santa Engracia, con sus dos frentes de explotación (ocupando un total de 0,15 km², 14,56 ha), así como zonas desprovistas de suelo *sensu stricto*, cárcavas y superficies sujetas a deslizamientos superficiales (cuya superficie asciende a 0,08 km², 8,47 ha) (ver capítulo 5). Además, en la cuenca del arroyo Merdero se sitúa también la mina activa El Machorro (0,33 km², 33 ha) y una serie de diques de corrección hidrológica construidos para la estabilización de laderas y retención de sedimentos (ver capítulo 5). También existen otros cursos fluviales de menor entidad. Esta cuenca tiene una altitud máxima de 1.444 m.s.n.m. en la cabecera del arroyo y una mínima de 1.024 m.s.n.m. en la desembocadura del arroyo al río Tajo, por lo que el desnivel absoluto es de 420 m. El arroyo Merdero es de régimen permanente; tiene una longitud de casi 7 km, en los que salva un desnivel de 337 m, lo que corresponde con una pendiente media de 5,1 %.

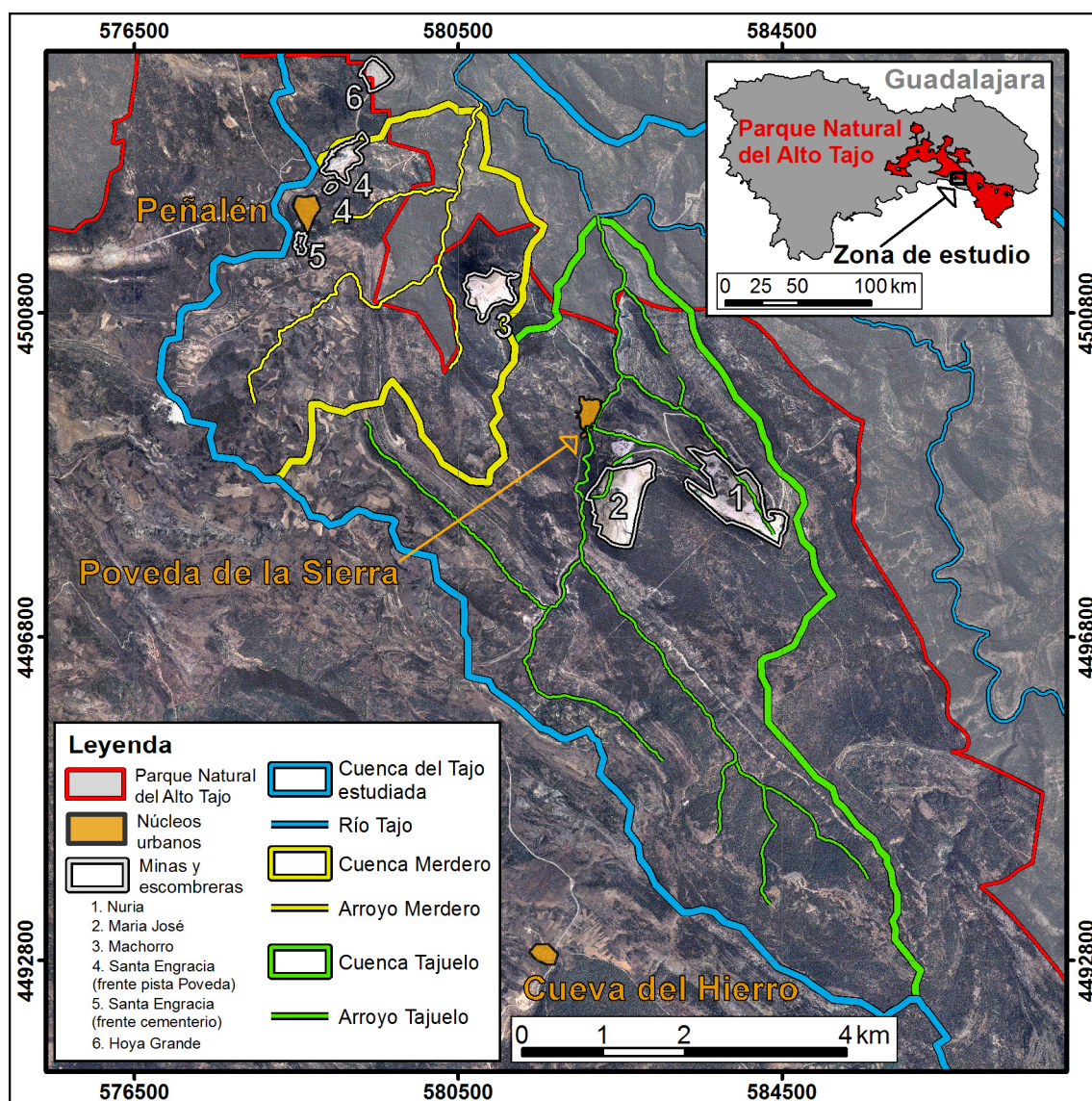


Figura 6.2. Localización de las cuencas de los arroyos Merdero y Tajuelo (Sistema de Coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989). Fuente: elaboración a partir de las ortofotos del PNOA correspondientes a las hojas 514, Taravilla y 539, Peralejos de las Truchas.

La cuenca del arroyo Tajuelo comprende un área de 30 km² y en ella se incluye la subcuenca del arroyo Matalascabras (en cuya cabecera se encuentra la mina inactiva Nuria, 0,62 km², 62,10 ha), en cuyo curso se construyó un dique de corrección hidrológica (ver capítulo 5). También existen otros cursos fluviales de menor entidad, y manantiales (por ejemplo, Boca Negra y Fuentenavina), que contribuyen al aumento del caudal del arroyo, especialmente a finales de invierno y principios de primavera. En la cuenca del arroyo Tajuelo también se localiza la población de Poveda de la Sierra (0,08 km², 8,27 ha) y la mina activa María José (0,55 km², 54,64 ha). La altitud máxima de la cuenca es 1.537 m.s.n.m. y la mínima de 1.033 m.s.n.m. en la

desembocadura del arroyo Tajuelo al río Tajo, por lo que el desnivel absoluto es de 504 m. El arroyo Tajuelo, también es de régimen permanente y posee una longitud de poco más de 9 km, en los que salva un desnivel de 364 m, lo que corresponde a una pendiente media del 3,9 %. Este arroyo dibuja una hoz en su tramo final, antes de su desembocadura, encajándose en los materiales carbonatados del Cretácico (tramo con características típicas de un río en roca), donde pueden verse farallones de más de 100 m de desnivel. En las márgenes del arroyo Tajuelo pueden encontrarse huertos y vegetación de ribera, en las proximidades de la población de Poveda de la Sierra (tabla 6.1).

El tramo del río Tajo estudiado se sitúa entre el puente de Poveda (puente de la carretera autonómica CM-210 sobre el río Tajo) y el Puente de Peñalén. Este tramo fluvial de unos 5,5 km de longitud salva un desnivel de 22 m, por lo que su pendiente media es del 0,4 %. Dada su baja pendiente, su anchura de *bankfull* (con una media de 10 m) y su trazado meandriforme, puede clasificarse como tipo C, según la clasificación de Rosgen (1994). En su lecho pueden verse bloques y fragmentos de rocas carbonáticas, sujetos a su vez a precipitación actual de carbonato cálcico, que en algunas localizaciones llegan a formar pequeñas barreras de tobas, configurando pequeños escalones o saltos de agua. También aparecen materiales detríticos (gravas y arenas), especialmente en tramos próximos a las desembocaduras de arroyos tributarios. En este recorrido del río Tajo se reconocen barras de sedimentos detríticos, y sobre el sistema cauce y barras, una estrecha llanura de inundación. En ambos casos, y frente a lo que mostraban las fotografías aéreas de 1946 y 1956 (ver capítulo 2), las barras y llanuras se encuentran actualmente muy colonizadas y estabilizadas por la vegetación.

Tabla 6.1. Características de las cuencas de los arroyos Merdero, Tajuelo y río Tajo.

Cuenca	Superficie total cuenca (km ²)	Superficie ocupada por minería (km ²)	Superficie ocupada por cárcavas (km ²)	Altitud máxima (m)	Altitud mínima (m)	Longitud cauce principal (km)	Pendiente media cauce (%)
Arroyo Merdero	14	0,48	0,08	1.444	1.024	7	5,1
Arroyo Tajuelo	30	1,17	—	1.537	1.033	9	3,9
Río Tajo*	537	1,65	—	1.936	1.014	5,5	0,4

- = dato no disponible. *Tramo del río Tajo desde el puente de Poveda al puente de Peñalén. Datos obtenidos a partir del Modelo Digital de Elevaciones y datos LIDAR del PNOA de 2009.

6.3. Metodología

6.3.1. *Diseño de la red de seguimiento de sedimentos en suspensión*

La red de seguimiento y la localización de los distintos puntos o estaciones de muestreo se diseñaron para realizar el seguimiento continuo del transporte de sedimentos en suspensión en la zona minera del Alto Tajo, lo que aportará una base sólida de discusión para cualquier aspecto relativo al posible impacto de las minas. Además, esta red permite medir otros parámetros físico-químicos del agua, como la temperatura y conductividad.

Debido a que cada estación de muestreo posee distintas características, y también a la disponibilidad económica, no todas las estaciones poseen el mismo equipamiento. Por esta razón, la concentración de los sedimentos en suspensión (CSS) va a medirse con dos metodologías: 1) A partir de muestras de agua recogidas manualmente, en muestreadores tipo sifón (Hudson, 1997) y tomadas mediante un muestreador automático con bomba de succión y; 2) A partir del registro continuo de la turbidez, registrada en sensores de turbidez o turbidímetros. En las estaciones con muestreo continuo, se registra además la profundidad de la lámina de agua, para el posterior cálculo de caudal (Q), y la temperatura del agua. La conductividad únicamente se mide de forma continua en una de la estaciones (p4), para las muestras de agua tomadas en el resto de estaciones se mide la conductividad en laboratorio.

La instalación del instrumental de la red de seguimiento se inició en febrero del 2011, aunque aún se está implementando.

6.3.1.1. Localización de las estaciones e instrumental

Las estaciones o puntos de muestreo, como ya se ha indicado, se distribuyen en las cuencas de los arroyos Merdero y Tajuelo, así como en el tramo del río Tajo comprendido entre los puentes de Poveda (cruce de la carretera comarcal CM-210 sobre el río Tajo) y de Peñalén. Las estaciones se han instalado tanto aguas arriba como aguas abajo de las minas, así como a la salida de la última balsa de control para la retención de escorrentía y sedimentos de la mina activa de María José, y de la mina El Machorro, esta última aún sin instalar (figura 6.3). Además, en la mina El Machorro se van a medir y a seguir también los sedimentos en suspensión (y el total de sedimentos exportados) desde una

subcuenca de la mina, restaurada mediante principios geomorfológicos (p8 en la figura 6.3), ya que ésta es la solución propuesta para las minas activas en este contexto (ver capítulo 3).

La red de seguimiento cuenta también con un pluviógrafo automático (0,2 mm/pulso) (Davis Instruments, 2005) con un *data logger HOBO Event*. Este pluviógrafo fue instalado en la mina El Machorro en 2008, cuando comenzó el seguimiento de la escombrera experimental (ver capítulo 3). En la actualidad el pluviógrafo ha sido trasladado a la subcuenca restaurada con principios geomorfológicos, considerando esta localización más representativa para el área de estudio, al estar a una altitud ligeramente mayor (1.290 m.s.n.m.) (figura 6.3).

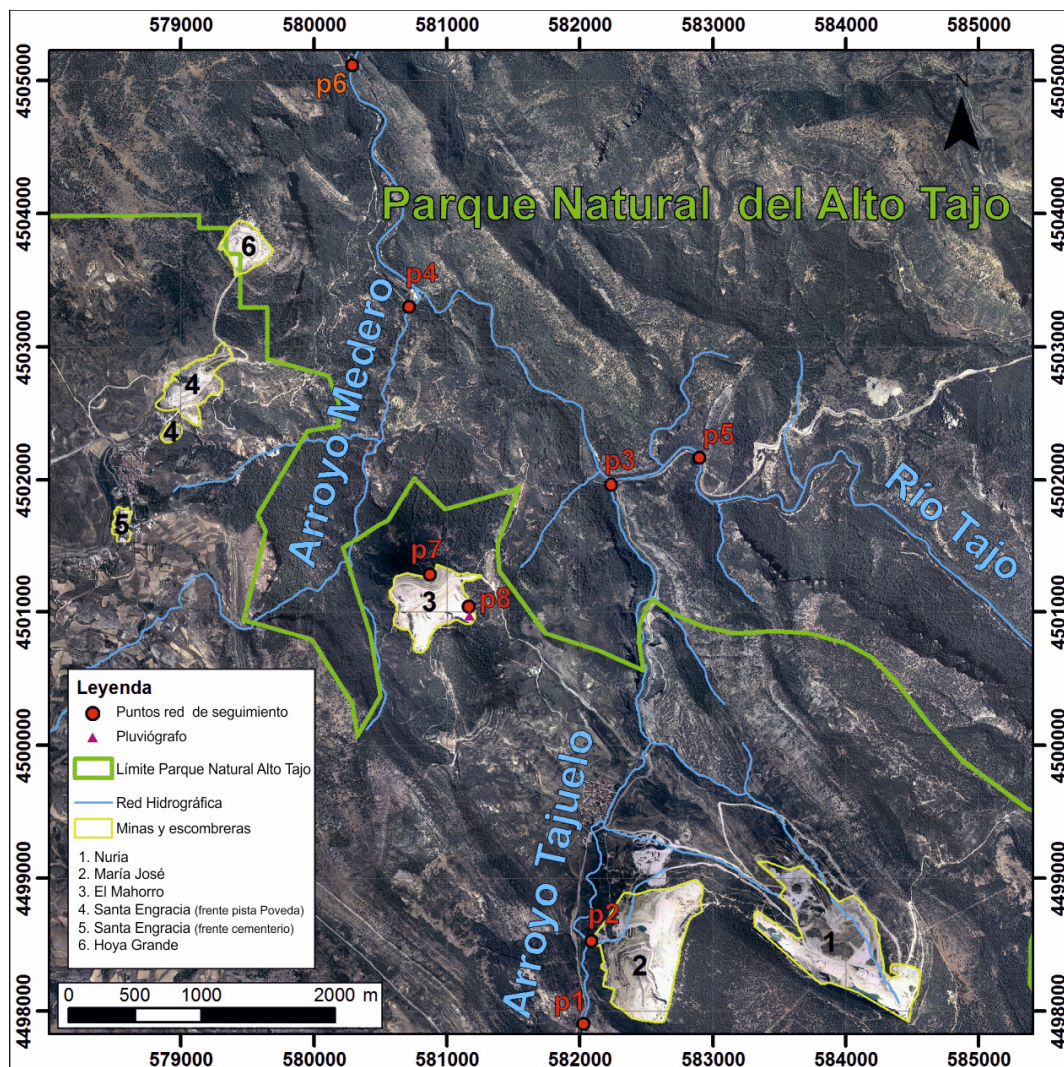


Figura 6.3. Situación de los puntos o estaciones de muestreo que componen la red de seguimiento del área de estudio. También se puede ver la ubicación del pluviógrafo. Sistema de coordenadas UTM-30 N, Datum ETRS 1989. Fuente: elaboración a partir de las ortofotos del PNOA correspondientes a las hojas 514, Taravilla, y 539, Peralejos de las Truchas.

Como puede verse en la figura 6.3, la red cuenta con ocho puntos de muestreo. Todos los puntos están ya instalados, excepto los puntos 7 (p7), situado a la salida de la mina El Machorro, y 8 (p8), situado a la salida de la subcuenca de la mina El Machorro restaurada con principios geomorfológicos. Estos dos puntos serán instalados durante el primer semestre del año 2013.

Cada punto de muestreo está equipado con instrumental para el seguimiento de los distintos parámetros. Los puntos 2, 3, 4, 7 y 8 son puntos para el seguimiento continuo. Estos puntos cuentan o contarán con: sensores de turbidez (medición óptica) para la estimación de la CSS (g l^{-1}); sensores de presión o limnógrafos para el registro continuo de la profundidad de la lámina de agua (m); y sensores de temperatura ($^{\circ}\text{C}$); todos ellos registran datos cada 10 minutos. El punto 4 cuenta también con un muestreador automático (ISCO 6712 FS) y una sonda multiparamétrica que, además de la turbidez y la temperatura, registra la conductividad ($\mu\text{S cm}^{-1}$). Los puntos 2, 7 y 8, al situarse a la salida de las balsas de control de las minas, cuentan flumes tipo H, para la canalización del agua. Estos flumes fueron diseñados en función del caudal máximo esperado para cada punto, siguiendo las indicaciones de Grant y Dawson (2008). Finalmente, los puntos 1 y 5 (instalados aguas arriba de las minas), y el 6 (situado en el río Tajo, aguas abajo de las cuencas del Merdero y el Tajuelo), cuentan únicamente con muestreadores tipo sifón (Hudson, 1997). Los detalles del instrumental de cada una de las estaciones pueden verse en la tabla 6.2. La figura 6.4 muestra los distintos puntos o estaciones de muestreo y el instrumental de cada una de ellas.

Tabla 6.2 Instrumental de cada uno de los puntos de muestreo de la red de seguimiento. El área de la cuenca se refiere hasta el punto de muestreo.

Punto de muestreo	Área cuenca (km ²)	Instrumental
p1. Arroyo Tajuelo	19	Muestreadores de sifón.
p2. Salida balsa mina María José	0,55 *	Turbidímetro <i>Global Water</i> WQ710 (0-1000 NTU). Sensor de presión UNIK 5000. Sensor temperatura <i>Global Water</i> WQ101 Canal artificial con <i>flume</i> tipo H.
p3. Arroyo Tajuelo-desembocadura	30	Muestreadores de sifón Sensor presión <i>Global Water</i> WL 16 con sensor de temperatura integrado. Sonda <i>HACH</i> Solitax t-line sc (0- 4000 NTU).
p4. Arroyo Merdero-desembocadura	14	Muestreadores de sifón. ISCO modelo 6712FS con módulo 720 (sensor presión). Sonda multiparamétrica YSI 600 OMS V2 (sensor de turbidez (0-4000 NTU), temperatura y conductividad).
p5. Río Tajo-aguas arriba minas	484	Muestreadores de sifón.
p6. Río Tajo-aguas abajo minas	537	Muestreadores de sifón.
p7. Salida balsa mina Machorro **	-	Turbidímetro <i>Global Water</i> WQ710 (0-1000 NTU). Sensor de presión UNIK 5000. Sensor temperatura <i>Global Water</i> WQ101. Canal artificial con <i>flume</i> tipo H.
p8. Salida subcuenca restaurada geomorfológicamente **	-	Sensor presión <i>Global Water</i> WL 16 con sensor de temperatura integrado. Sonda multiparamétrica <i>Hydrometrie</i> (sólo se va a usar el sensor de turbidez (0-2000 NTU). Canal artificial con <i>flume</i> tipo H. Balsa para la retención del total de sedimentos exportados por la subcuenca.

* En el caso de la mina María José, el área es la de la mina. ** Puntos de muestreo aún sin instalar.

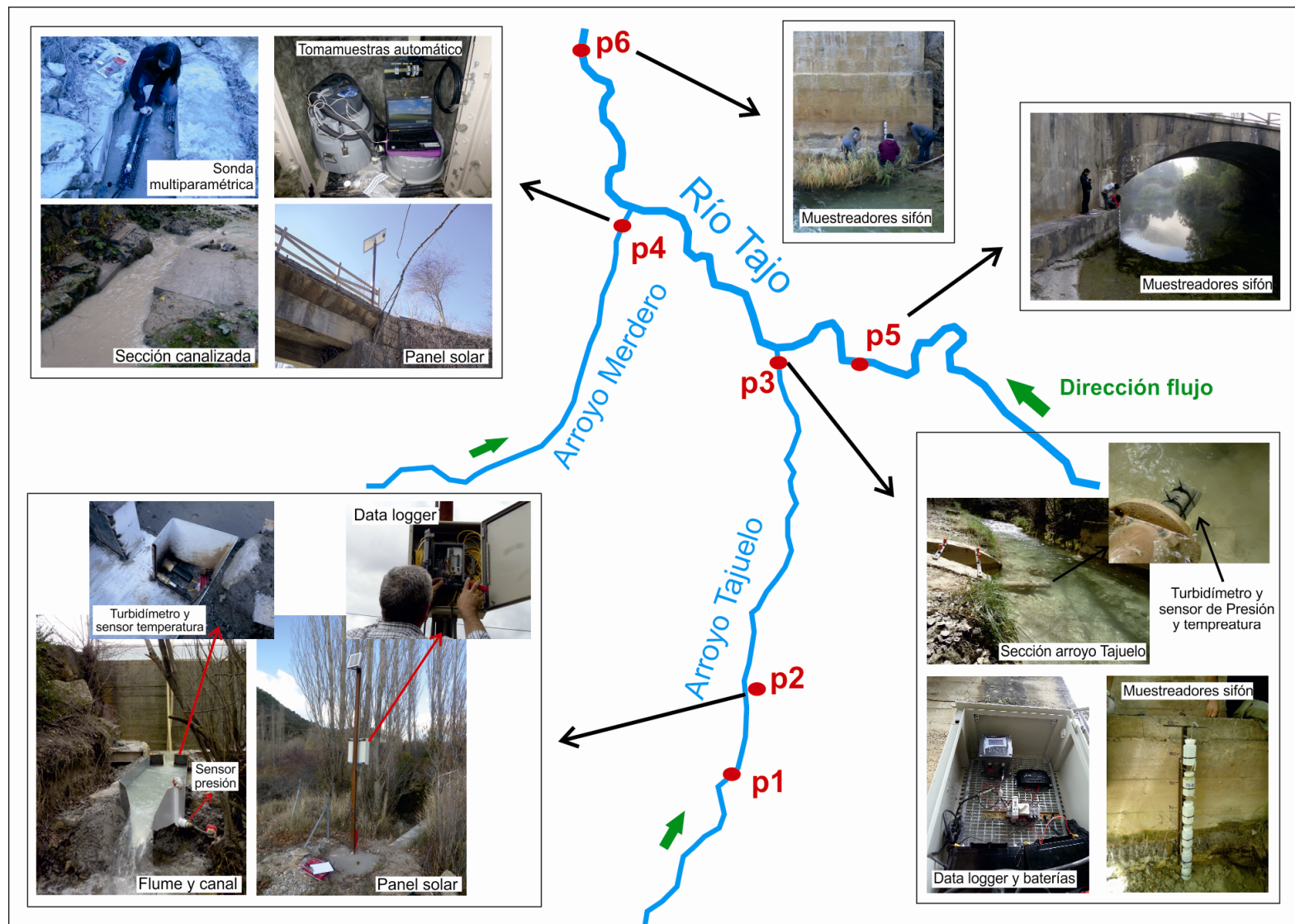


Figura 6.4. Equipamiento ya instalado (p1 a p6) de cada punto o estación de muestreo de la red de seguimiento del transporte de sedimentos.

6.3.1.2. Calibración de los sensores de turbidez

Como se ha indicado, en las estaciones o puntos para el seguimiento continuo, la CSS (g l^{-1}) es calculada a partir del registro de la turbidez del agua cada 10 minutos. Esta turbidez es registrada por los sensores de turbidez o turbidímetros.

El principio de medición de los turbidímetros ópticos se basa en el registro de la luz dispersada por las partículas (no la atenuada por la turbidez), en una fotocelda colocada en un ángulo de 90° con respecto a una fuente luminosa (de acuerdo con la normativa UNE-EN ISO 7027). Así, cuanto mayor es la intensidad de la luz dispersada, mayor es la turbidez del agua (Avendaño y Cobo, 1998).

Los turbidímetros expresan la turbidez del agua en Unidades Nefelométricas de Turbidez (*Nephelometric Turbidity Units*, NTU) o Unidades Nefelométricas de Formazina (*Formazin Nephelometric Units*, FNU), las cuales son equivalentes. La correlación de la turbidez con la CSS es difícil de establecer, ya que en la dispersión luminosa también intervienen el tamaño, la forma y el índice de refracción de las partículas (Avendaño y Cobo, 1998). Para poder calcular esta correlación, es necesario calibrar los sensores y así poder transformar las NTU registradas en CSS expresadas en g l^{-1} .

La calibración de los sensores puede realizarse mediante medidas directas en campo (López-Tarazón, 2011) o con calibraciones en laboratorio, idealmente usando el mismo tipo de sedimentos que se espera medir en campo (García-Ruiz *et al.*, 2008; Nadal-Romero *et al.*, 2008a) o ambos (Nadal-Romero *et al.*, 2008b).

Los turbidímetros de la red de seguimiento del área de estudio han sido calibrados en el laboratorio antes de ser instalados en los distintos puntos de muestreo. Pero la calibración de los sensores es continua, ya que las muestras de agua tomadas en campo, además de aportar valores reales de CSS (g l^{-1}), también se usan para calibrar los turbidímetros. Así, en el caso del turbidímetro del punto 4, que está asociado al muestreador automático (ISCO 6712FS), se calibrará con las muestras tomadas por éste. El turbidímetro situado en la desembocadura del arroyo Tajuelo, p3, se calibrará con las muestras tomadas por un muestreador de sifón situado en el mismo sitio y con las muestras manuales tomadas semanalmente. En los puntos 2 y 7, salidas de las minas El

Machorro y María José, las muestras necesarias para la calibración se tomarán de forma manual, como mínimo una vez a la semana, con la colaboración de los agentes medioambientales del Alto Tajo.

La calibración de los turbidímetros en el laboratorio se realizó con sedimentos tomados en los lugares de instalación de los puntos de muestreo, por lo que los sensores fueron calibrados con los mismos sedimentos que previsiblemente se medirán en condiciones de campo. Para realizar la calibración fue necesario preparar las muestras; éstas fueron secadas, primero a temperatura ambiente y después en una estufa, y pasadas por un tamiz de 0,06 mm de tamaño de malla, para obtener tamaño de sedimento limo y arcilla.

El material usado para la calibración en laboratorio fue: un vaso de precipitado de 2 litros de capacidad, un agitador magnético y una varilla manual, estos dos últimos para asegurar la homogenización de la mezcla de agua y sedimentos.

El procedimiento de calibración consistió en añadir una cantidad de sedimento conocida (0,2 g, 0,5 g, 1 g, 2 g, 3 g, 5 g y 10 g) en 500 ml de agua destilada, y secuencialmente diluir la mezcla mediante la adición de 100 ml de agua destilada cada 3 minutos; de esta manera fue posible medir diferentes concentraciones de sedimentos. El rango de CSS medido fue de 0,11 g l⁻¹ a 20 g l⁻¹.

Los *data logger* asociados a los turbidímetros registraban los valores de turbidez (NTU) cada 5 segundos. Para cada concentración de sedimentos en suspensión se calculó la media de la turbidez registrada. Además, se midió la turbidez del agua destilada sin añadir sedimentos, que se ha tomado como referencia y equivaldría a una CSS de 0 g l⁻¹. Después de esto, se calculó una línea de regresión, CSS (g l⁻¹)/turbidez (NTU) para cada turbidímetro (figura 6.5).

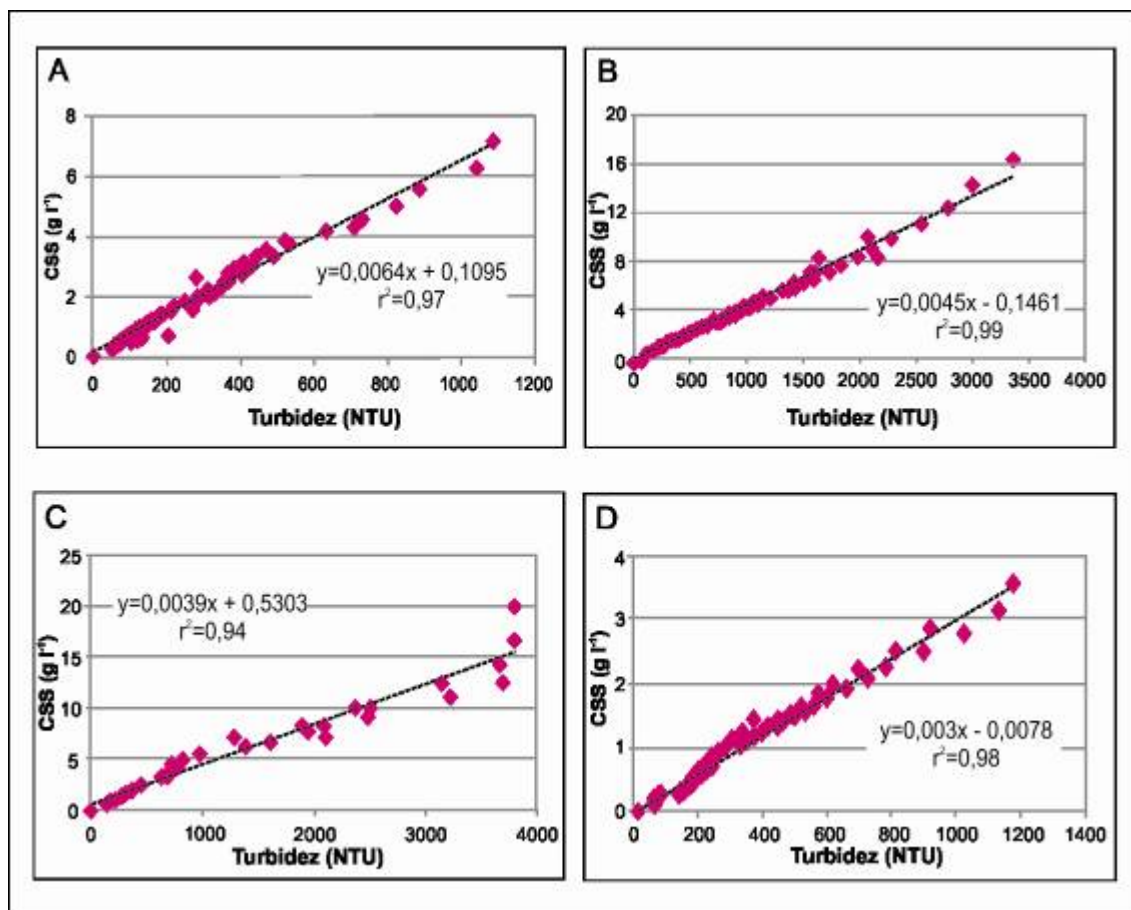


Figura 6.5. Rectas de calibración de los turbidímetros; A) Turbidímetro p2, salida de la mina María José; B) Turbidímetro p3, desembocadura del arroyo Tajuelo; C) Turbidímetro p4, desembocadura del arroyo Merdero; y D) Turbidímetro p7, salida de la mina El Machorro. La calibración se llevó a cabo en el laboratorio, ver texto para más detalles.

En la tabla 6.3 pueden verse las características de cada turbidímetro y las ecuaciones de calibración de laboratorio resultantes.

Tabla 6.3. Modelo y rango de medida de los turbidímetros de la red de seguimiento del área de estudio.

Punto de la red donde está instalado	Modelo de turbidímetro	Rango de medida (NTU)	Ecuación de la recta de calibración
p2. Salida balsa mina María José	Global Water WQ710	0-1000	$CSS(g\ l^{-1}) = 0,0064\ Turb.(NTU) + 0,1095$
p3. Desembocadura Tajuelo	HACH Solitax t-line sc	0-4000	$CSS(g\ l^{-1}) = 0,0045\ Turb.(NTU) - 0,1461$
p4. Desembocadura arroyo Merdero	YSI 600 OMS V2 (sonda multiparamétrica)	0-4000	$CSS(g\ l^{-1}) = 0,0039\ Turb.(NTU) + 0,5303$
p7. Salida balsa mina Machorro	Global Water WQ710	0-1000	$CSS(g\ l^{-1}) = 0,003\ Turb.(NTU) - 0,0078$
p8. Salida subcuenca restaurada geomorfológicamente	SERBA HYDROMETRIE MPS-D (sonda multiparamétrica)	0-2000	*

*La calibración del turbidímetro que se instalará en el punto 8 no ha sido realizada aún.

6.3.1.3. Cálculos de caudal

Dependiendo del instrumental instalado en cada punto de muestreo la metodología para el cálculo de caudal es diferente.

En el caso de los puntos 2, 7 y 8, que cuentan con un canal artificial y un *flume* tipo H, así como con un sensor de presión para la medida continua de la profundidad de la lámina de agua, el cálculo del caudal se realiza aplicando las ecuaciones específicas para cada tamaño de *flume* propuestas por Grant y Dawson (2008) (tabla 6.4).

Tabla 6.4 Características de los *flume* y canales artificiales instalados en la red de seguimiento de transporte de sedimentos en suspensión. Q=caudal (l s^{-1}), h=profundidad lámina de agua (m). Ecuaciones tomadas de Grant y Dawson (2008).

Punto de muestreo	Características canal artificial		Características <i>flume</i>		Ecuación para el cálculo de Q
	Altura (m)	Longitud (m)	Altura (m)	Q máximo a registrar (l s^{-1})	
P2 -Salida mina María José	0,305	1,52	0,305	54	$Q = 863,7 h^{2,31}$
P7 -Salida mina El Machorro	0,306	1,52	0,306	54	$Q = 863,7 h^{2,31}$
P8 -Salida subcuenca restaurada geomorfológicamente	0,229	1,14	0,229	26	$Q = 843 h^{2,31}$

En los puntos 3 y 4, el caudal se calcula aplicando la curva de gastos correspondiente a cada punto. El método usado para calcular la curva de gastos es el de velocidad por superficie (Hudson, 1997; Whiting, 2003). Este método depende de la velocidad medida en la corriente (m s^{-1}) y del área de la sección transversal del canal (m^2), calculándose a partir de la fórmula:

$$Q = A \times V$$

Donde, Q = caudal ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), A = área de la sección (m^2) y V = velocidad media medida en cada punto (m s^{-1}).

Para realizar la curva de gastos en las secciones de los puntos 3 y 4 (desembocadura de los arroyos Tajuelo y Merdero, respectivamente) se toman al menos 10 medidas por sección. En el caso del Merdero (p4), cuando el agua sólo circula por el canal de estiaje, como esta sección es muy estrecha, únicamente se toman medidas en 5 puntos.

A la hora de dividir la sección, para ubicar los puntos de medida, se tiene en cuenta la profundidad de la sección, ya que esto condiciona la velocidad. Así, para zonas poco profundas, donde la velocidad no varía mucho de un punto a otro, los puntos de medida están más separados entre sí. En el caso de zonas más profundas, donde la velocidad varía más, los puntos de medida están más juntos. Para secciones homogéneas, como puede ser el caso del p3 (desembocadura del Tajuelo), los puntos de medida se distribuyen homogéneamente.

Los valores de velocidad se obtienen por medio de un velocímetro electromagnético (*Flo-Mate 2000* de *Hach*). La velocidad en cada punto de cada sección se mide a una profundidad que corresponde a 0,6 del valor de la profundidad total, ya que son aguas poco profundas. Además, en cada punto se realizan tres medidas de la velocidad, para posteriormente calcular la media.

Las curvas de gasto de los puntos 3 y 4 están en continua construcción, ya que para poder construir una curva de gastos fiable es necesario tener un gran número, así como una buena distribución, de datos de caudal para distintas profundidades de lámina de agua, de modo que queden representados la mayoría de los caudales a registrar en campo. La figura 6.7 muestra las curvas de gasto construidas para los puntos 3 y 4 con los datos disponibles hasta la fecha.



Figura 6.6. Tomando medidas de velocidad para calcular la curva de gasto en el punto de medición p4-desembocadura arroyo Merdero (8 de noviembre de 2012).

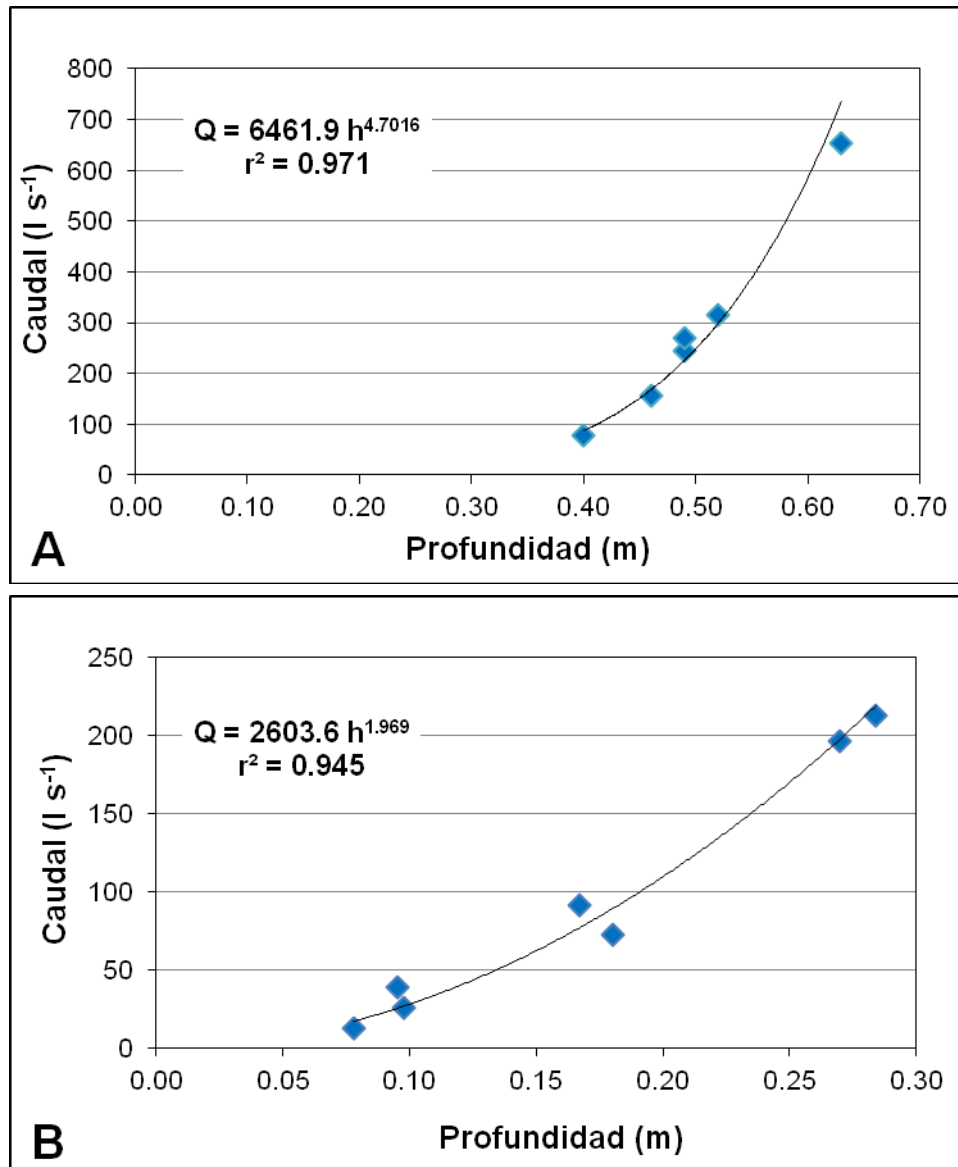


Figura 6.7. Curvas de gasto de: A) p3, desembocadura del arroyo Tajuelo; B) p4, desembocadura del arroyo Merdero. Como se indica en el texto, estas curvas están en construcción, presentándose aquí los datos medidos hasta la fecha.

Finalmente, en los casos en que no se mide la profundidad de la lámina de agua de forma continua, y las condiciones hacen difícil medir la velocidad directamente, se usará la ecuación de Manning para el cálculo de caudales (por ejemplo, puntos p1, Tajuelo aguas arriba minas; p5, Tajo aguas arriba minas y p6, Tajo aguas abajo minas).

6.3.2. *Análisis de los datos registrados hasta la fecha*

Como se ha indicado, en este capítulo se muestran algunos resultados preliminares, a modo de ejemplo. Se refieren al análisis de tres eventos concretos para dos puntos de la red, p3 y p4.

La elección de estos eventos se ha realizado teniendo en cuenta si se registraron, simultáneamente, en los dos puntos de medición automática situados a la salida de las cuencas de los arroyos Tajuelo y Merdero (p3 y p4). La elección de estas dos estaciones de muestreo se debe a que constituyen los dos puntos principales de aporte de sedimentos al río Tajo, desde sus tributarios más importantes en esta zona, es decir, es en estos puntos de muestreo donde se registrará la emisión de sedimentos en suspensión al río Tajo en la zona de estudio.

Al tratarse de ejemplos, el objetivo es comprobar si existen diferencias entre las mediciones de un punto y de otro. Únicamente se muestran los parámetros medidos: profundidad de la lámina de agua, turbidez y precipitación, en relación con el tiempo, sin que se haya podido estimar valores de caudal o concentración de sedimentos en suspensión. Esto se debe a que la curva de gastos está en construcción, y en la actualidad no se dispone de datos suficientes como para considerar fiables los resultados de caudal obtenidos tras su aplicación. Por otro lado, es necesario construir una recta de calibración de los turbidímetros para condiciones de campo, ya que tras una primera aproximación a los valores de CSS obtenidos en el análisis de algunas muestras de agua se ha observado que la curva de calibración de los turbidímetros realizada en el laboratorio sobreestima los valores de CSS, especialmente para valores de NTU altos.

Los eventos seleccionados corresponden a las fechas de 26 de octubre de 2012, 4 de noviembre de 2012 y 14 de diciembre de 2012, para los que se muestran los valores de turbidez máxima y mínima registrados en cada punto.

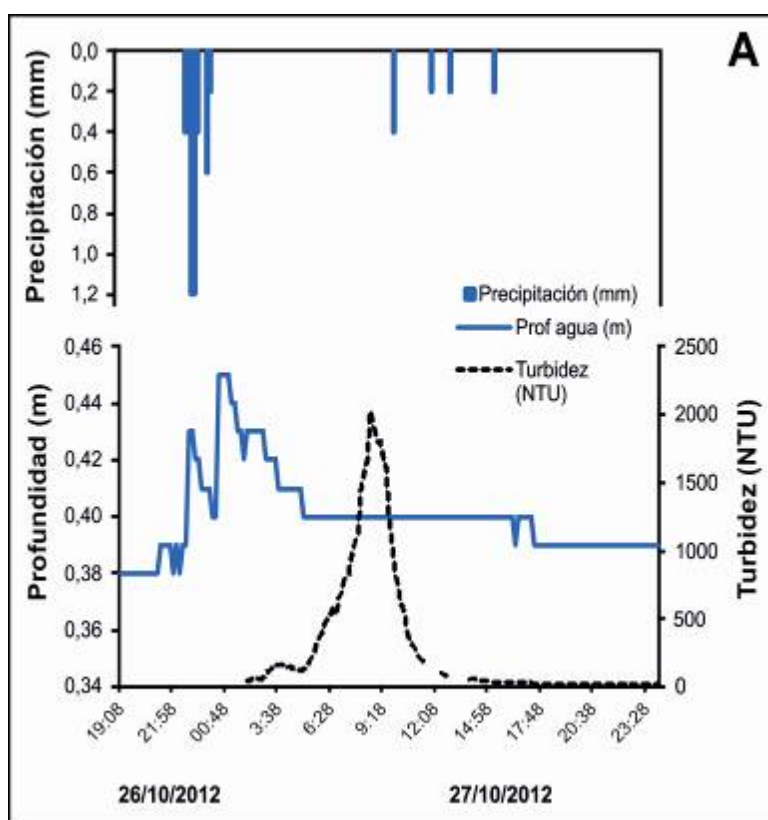
6.4. Resultados

6.4.1. Eventos analizados

6.4.1.1. Evento del 26 de octubre de 2012

En la figura 6.8 se representan el hidrograma, hietograma y sedimentograma registrados en los puntos 3 y 4. Se aprecia una correlación entre la precipitación y el aumento de la profundidad de la lámina de agua (aumento de caudal). Además, puede observarse cómo en el punto 4, el aumento de la turbidez y del calado, o profundidad de la lámina de agua, son coincidentes en el tiempo, mientras que en el punto 3, primero se produjo y el aumento del calado y posteriormente el aumento de la turbidez.

Para este evento, la turbidez máxima registrada fue de 3.718 NTU y se registró en el punto 4, desembocadura del arroyo Merdero. En el punto 3, desembocadura del arroyo Tajuelo, la turbidez máxima registrada fue de 2.022 NTU.



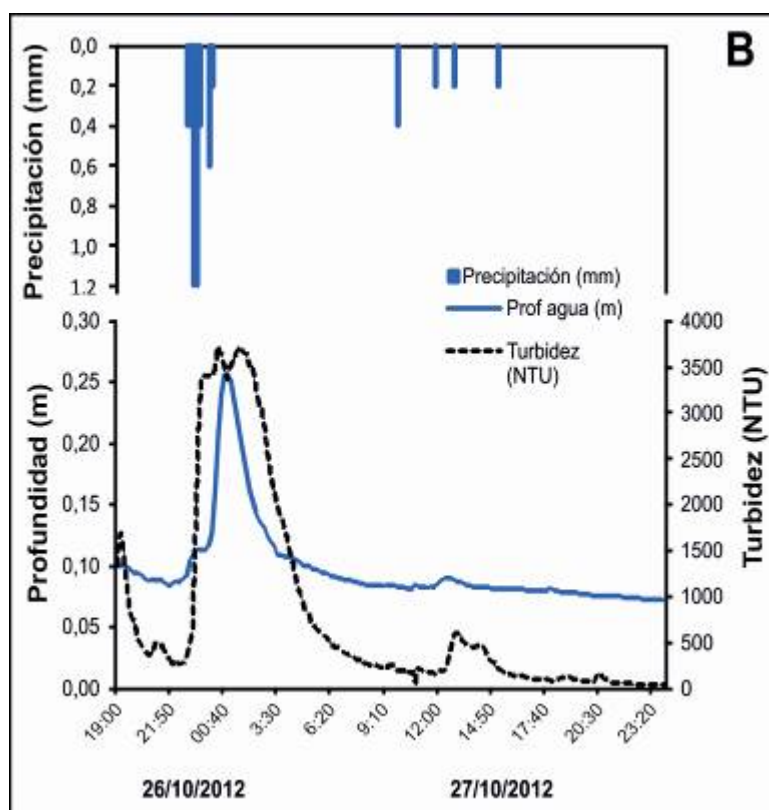


Figura 6.8. Hidrograma, hietograma y sedimentograma del evento registrado el 26 de octubre de 2012 en los puntos de medición automática: A) p3, desembocadura del arroyo Tajuelo y B) p4, desembocadura del arroyo Merdero.

6.4.1.2. Evento del 4 de noviembre de 2012

Durante el evento del 4 de noviembre de 2012 los turbidímetros de los dos puntos de muestreo registraron valores de turbidez fuera de rango, es decir la turbidez del agua era mayor que el rango de medida de los turbidímetros. Esto está representado en la figura 6.9, donde las curvas de turbidez dibujan formas de mesa para las concentraciones más altas.

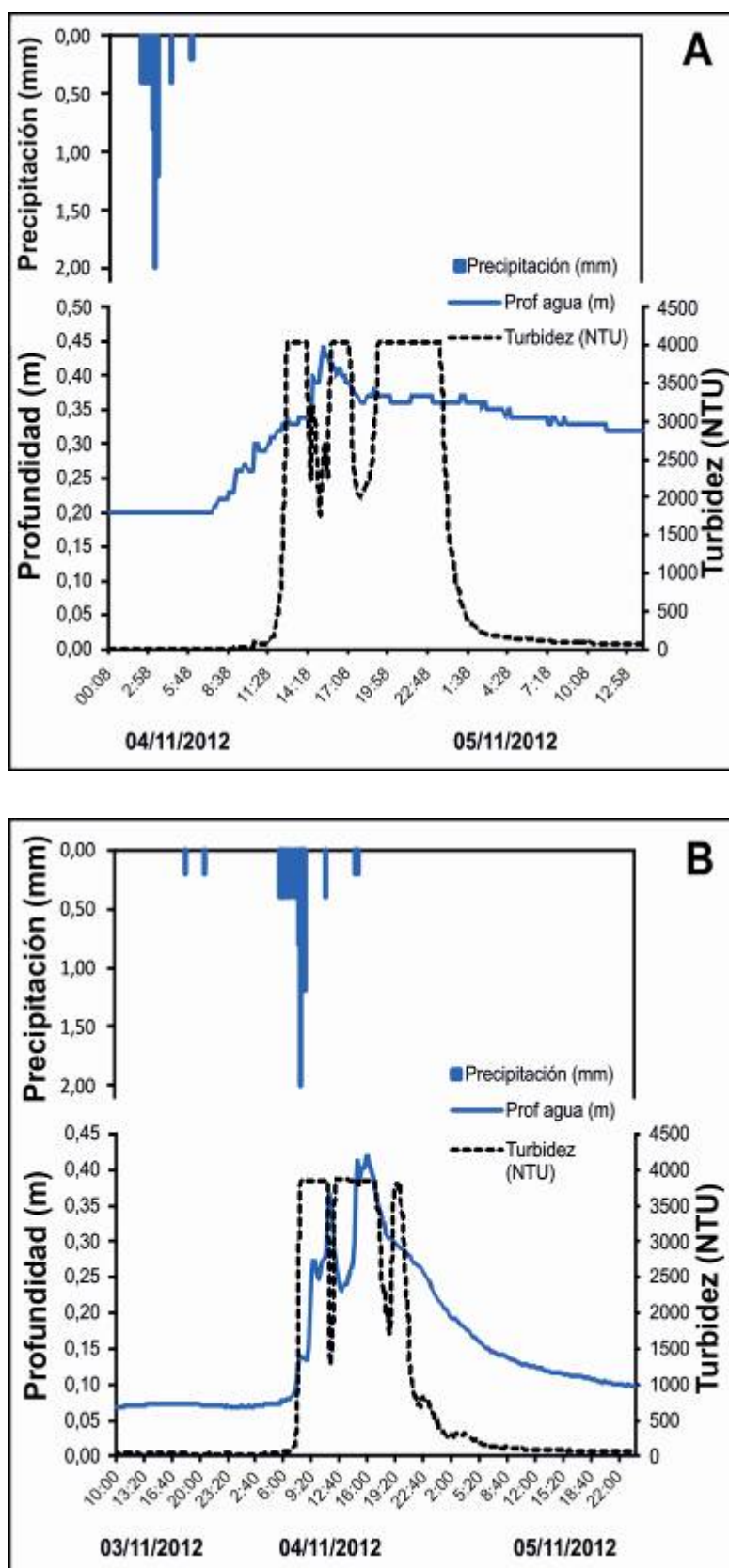
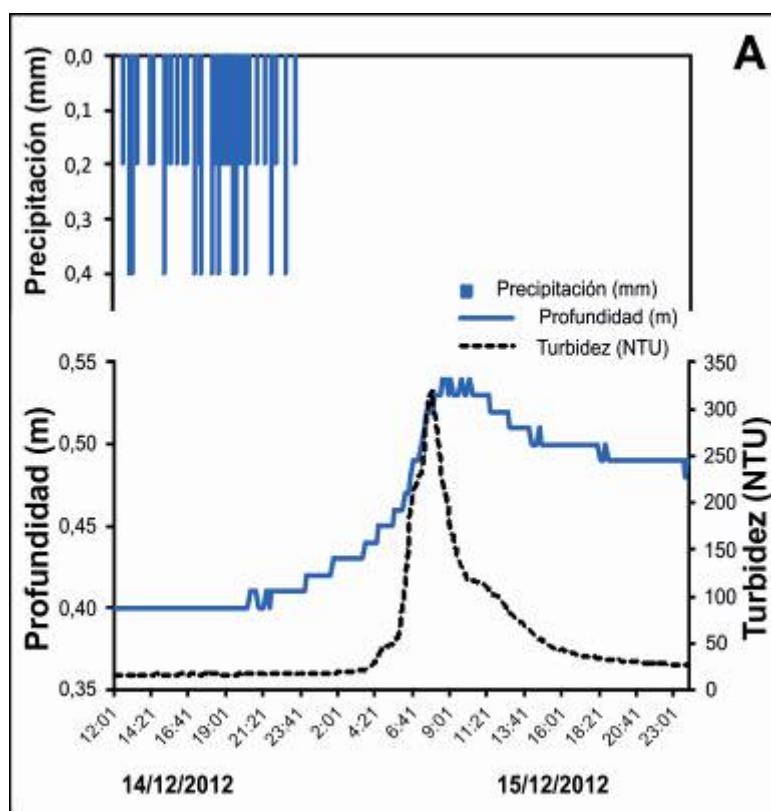


Figura 6.10. Hidrograma, hietograma y sedimentograma del evento registrado el 4 de noviembre de 2012 en los puntos de medición automática: A) p3, desembocadura del arroyo Tajuelo y B) p4, desembocadura del arroyo Merdero.

6.4.1.3. Evento del 14 de diciembre de 2012

En este evento, en el punto 3 el pico de máxima turbidez y el de aumento de calado son prácticamente coincidentes en el tiempo, sin embargo, en el punto 4, la turbidez máxima se registró unas horas antes de que se alcanzase la profundidad máxima en la lámina de agua.

Para este evento, la turbidez máxima registrada fue de 3.773 NTU y se registró en el punto 4, desembocadura del arroyo Merdero. En el punto 3, desembocadura del arroyo Tajuelo, la turbidez máxima registrada fue de 318 NTU.



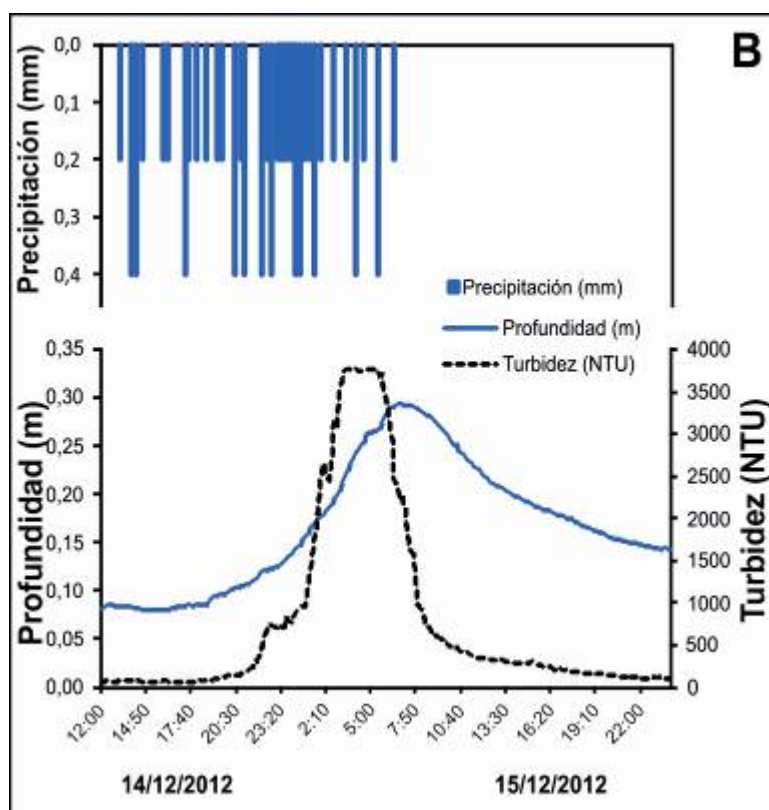


Figura 6.10. Hidrograma, hietograma y sedimentograma del evento registrado el 14 de diciembre de 2012 en cada uno de los puntos de medición automática: A) p3, desembocadura del arroyo Tajuelo y B) p4, desembocadura del arroyo Merdero.

6.5. Análisis de los resultados y discusión

6.5.1. Eventos analizados

Los tres eventos analizados fueron registrados en el otoño-invierno de 2012, estación en la que dominan los frentes del suroeste de varios días de duración. Se espera que sea durante los meses de octubre a abril cuando más eventos se registren en la red de seguimiento.

Los tres eventos mostrados a modo de ejemplo aportan información acerca del tipo de eventos que se espera registrar (duración y rango de turbidez que puede registrarse), así como sobre problemas que pueden surgir durante el registro de los eventos.

Por ejemplo, con el evento del 4 de noviembre de 2012, se ha observado que en ocasiones la turbidez del agua es mayor que la capacidad de medición de los turbidímetros instalados, por lo que para algunos eventos, la CSS estimada a partir de los datos registrados por los turbidímetros será inferior a la real.

Estos eventos también muestran como en ocasiones pueden registrarse procesos de histéresis (desacople causa-efecto). Las curvas de histéresis (relación sincrónica entre el caudal y la concentración de sedimentos en suspensión) pueden ser en sentido horario (cuando el pico del sedimentograma está adelantado respecto al hidrograma), o antihorario (cuando es el hidrograma el que se adelanta respecto al sedimentograma). Si ambos, sedimentograma e hidrograma, coinciden en el tiempo, entonces se dice que no existe histéresis (López-Tarazón, 2011). Así, los dos puntos no registran un mismo comportamiento, por ejemplo, en el evento del 26 de octubre de 2012, mientras que en el punto de muestreo 4 el hidrograma y el sedimentograma son sincrónicos (no existe histéresis), en el punto 3 se registró en primer lugar un aumento en el calado (y por tanto en el caudal) y unas horas más tarde se registró el pico del sedimentograma (curva de histéresis antihoraria).

El proceso de histéresis está condicionado por la situación de los sedimentos dentro de la cuenca, registrándose curvas horarias cuando los sedimentos están cerca del punto de medida y antihoraria cuando están lejos (López-Tarazón, 2011). A esto habría que añadir también la capacidad de transporte de cada evento y la situación del lecho del río o arroyo en el momento en que se produce el evento, si existen sedimentos depositados en el lecho o no, por ejemplo. Teniendo esto en cuenta, sería de esperar un dominio de curvas de histéresis horarias en el punto 4, al situarse un dique de corrección hidrológica totalmente colmatado unos 20 metros aguas arriba de la sección de muestreo. En el punto 3, se espera registrar una mayor variabilidad en las curvas de histéresis, más condicionadas por la capacidad de movilización de sedimentos de cada evento.

Por otro lado, la sincronización entre el hidrograma y el hietograma indicaría que el tiempo de concentración (t_c) para las cuencas de los arroyos Merdero y Tajuelo es de pocas horas.

Los datos aquí mostrados son preliminares; es decir, es necesario un análisis profundo de un número significativo de eventos registrados para obtener conclusiones claras, y para poder explicar de forma coherente el flujo de

sedimentos en este entorno. Estos análisis se centrarán especialmente en el estudio del registro de distintos eventos de precipitación para todos los puntos de la red. En especial, se estudiarán eventos intensos, incluso extremos si se registran, ya que unos pocos eventos, pero en los cuales se produce un importante aumento de caudal, son los que movilizan la mayor parte de los sedimentos (Hicks y Gomez, 2003).

6.6. Conclusiones

Debido a que la red de seguimiento del transporte de sedimentos en suspensión del Alto Tajo está aún en construcción, y a que no se han analizado en profundidad todos los datos registrados hasta la fecha, las conclusiones aquí mostradas deben considerarse como preliminares, y deben tomarse a modo de ejemplo del tipo de información que se obtendrá.

Los resultados obtenidos hasta la fecha parecen indicar que, en el punto 4, la concentración de sedimentos en suspensión es más elevada que la media para este entorno.

La instalación de esta red de seguimiento permitirá obtener información muy valiosa sobre el transporte de sedimentos en suspensión en este entorno, así como cuantificar la concentración y la cantidad total de sedimentos que finalmente llegan al río Tajo.

Esta red también ayudará a identificar las principales zonas de producción de sedimentos, lo que facilitará la toma de decisiones para reducir esta emisión de sedimentos y de este modo reducir también el impacto que estos sedimentos pueda tener. Sin embargo, esta red no aportará información sobre los sedimentos transportados como carga de fondo. Por esta razón, en este año 2013 se instalarán dos muestreadores de carga de fondo tipo Birkbeck (ver Lucía *et al.*, 2013) en una cárcava arenosa situada en la cuenca del arroyo Tajuelo.

Capítulo 7

DISCUSIÓN GENERAL



Laguna de Taravilla (agosto de 2007).
(Foto: Ana Lucía Vela)

Cada uno de los capítulos ha incorporado una discusión específica. Esta discusión general se centra en los aspectos más relevantes del funcionamiento del conjunto del sistema estudiado en la cuenca alta del río Tajo, en términos de producción y transporte de sedimentos, incluyendo el comportamiento de los sedimentos una vez alcanzan el río Tajo. Adicionalmente se discute sobre la representatividad climática del periodo de estudio.

7.1. Funcionamiento del sistema estudiado

7.1.1. Principales fuentes y flujos de sedimentos en el área de estudio

Si bien parece obvio señalar que las minas y cárcavas del tramo del Alto Tajo comprendido entre Peralejos de las Truchas y Peñalén habían sido identificadas con anterioridad a este estudio como las principales fuentes de sedimentos de este entorno (lo cual se pone de manifiesto, por ejemplo, por la existencia de diques de corrección hidrológica en cuencas con ambas situaciones), lo cierto es que los trabajos realizados durante el desarrollo de esta tesis han permitido cuantificar las tasas de erosión y de producción de sedimentos de esas fuentes principales de sedimentos en lo que se puede denominar como “zona minera” del Parque Natural del Alto Tajo.

Dado que no es posible, materialmente, medir ni monitorizar todas las áreas fuente (todas las cárcavas o todas las minas), se eligió estudiar un escenario ‘tipo’ de cada uno de los tres posibles: cárcavas, minas con control de la erosión y la sedimentación, y minas sin control de la erosión de la sedimentación.

De acuerdo con los resultados obtenidos, las tasas de erosión y de producción de sedimentos más elevadas corresponden a las explotaciones mineras, lo cual se interpreta como consecuencia de la pérdida de cohesión que introduce esta actividad en los materiales estériles. Así, para la mina El Machorro, la tasa media de producción de sedimentos es de $292 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$, aunque al ser una mina con control de la erosión y sedimentación, éstos quedan retenidos en las balsas de sedimentación, sin alcanzar la red de drenaje natural.

La mina Santa Engracia constituye una explotación sin medidas para el control de la erosión y la sedimentación (si exceptuamos que una gran parte del hueco funciona como endorreico, al quedar cerrado por una gran escombrera). En

este contexto, las laderas de las escombreras exteriores, que están directamente conectadas con la red hidrográfica, muestran unas tasas medias de erosión de $318 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$ (ver figura 7.1). No obstante, se considera que este último valor puede ser mayor, debido a la incertidumbre que presenta la metodología empleada (ver capítulo 5).

Estos resultados indican que en las escombreras y en el interior de las minas se producen procesos de erosión muy intensos. Se interpreta que estos procesos están condicionados por la naturaleza arenosa y poco cohesiva de los estériles existentes en estas minas. Sin embargo, las tasas de erosión registradas en una escombrera experimental, en la que se ensayaron distintos tratamientos de restauración, son entre un 60% y un 80% inferiores que las escombreras con estériles expuestos. Así, se obtuvieron tasas medias de erosión de entre 7 y $123 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$ en las laderas con distintos tratamientos de restauración, y una tasa media de erosión de $314 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$ en las laderas control que representaban escombreras sin restaurar, es decir con los estériles expuestos. Ello indica que el manejo experto de la topografía y de la cobertura edáfica y de las formaciones superficiales (coluvión) es la clave para mitigar el impacto hidrológico de esta actividad industrial. En la escombrera experimental sólo se pudieron conjugar perfiles de ladera (talud) rectilíneos y cóncavos, dados los condicionantes derivados de las operaciones de la mina. Sin embargo, el mejor manejo de la topografía y del sustrato (suelo o coluvión) se puede obtener mediante la denominada “restauración geomorfológica”. Nuestro grupo de investigación ha llevado a cabo una experiencia exitosa en una zona de la mina El Machorro aplicando el modelo GeoFluv (ver capítulo 3).

Para la tercera fuente principal de sedimentos, las cárcavas, la producción de sedimentos media obtenida es de $121 \text{ Mg ha}^{-1}\text{año}^{-1}$ (ver figura 7.1). Este valor es superior a los publicados por Lucía *et al.* (2011, 2013) para cárcavas desarrolladas también sobre el mismo tipo de litología y bajo condiciones climáticas similares. Este hecho podría indicar que la erosividad de la lluvia sería mayor aquí, en el Alto Tajo, que en el centro Peninsular (provincia de Segovia), donde se desarrollan los trabajos de Lucía y colaboradores. Este argumento parece lógico, dado el carácter más mediterráneo y montañoso de esta región del Alto Tajo con respecto al piedemonte Norte del Guadarrama. En todo caso, también podría deberse al mayor tamaño de la cuenca que compone la cárcava estudiada con respecto a las de Segovia.

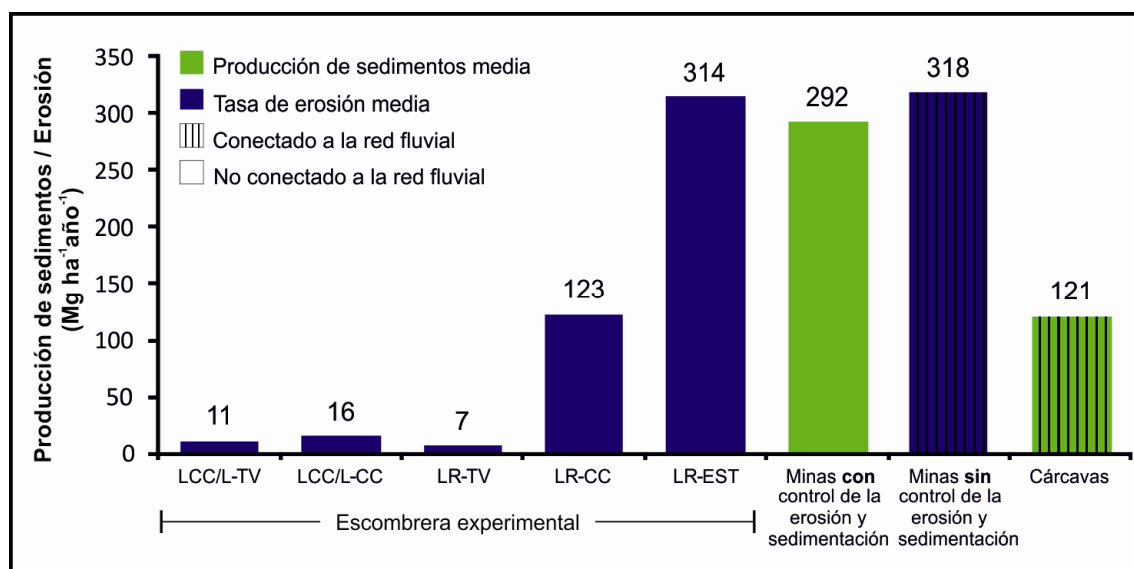


Figura 7.1. Producción de sedimentos media y tasa de erosión media para las principales fuentes de sedimento en el entorno minero del Alto Tajo. En la escombrera experimental de la mina El Machorro, la erosión se midió en parcelas de entre 24 y 124 m² mediante trampas de sedimentos (*sediment fences*) durante dos años. En las minas con control de la erosión y sedimentación (mina El Machorro) la producción de sedimentos se estimó a partir de los datos de limpieza y vaciado de las balsas de sedimentación, también para un periodo de 2 años, simultáneo al del seguimiento de la escombrera experimental. La estimación para la mina sin medidas de control de la erosión y la sedimentación (mina Santa Engracia) se ha realizado mediante comparación de superficies de elevaciones de tipo TIN obtenidas a partir de datos LIDAR, y corresponde a un periodo de 19 años. La producción de sedimentos media de la cárcava de Ribagorda se ha calculado mediante el cubicaje de los sedimentos retenidos en diques en 5 años de seguimiento. LCC/L-TV= ladera cóncava corta/larga con tierra vegetal; LCC/L-CC= ladera cóncava corta/larga con coluvión carbonático; LR-TV= ladera recta con tierra vegetal; LR-CC= ladera recta con coluvión carbonático y; LR-EST= ladera recta con estériles arenosos.

Pero más allá de los datos, para poder realizar un correcto análisis de los resultados obtenidos, es necesario entender el funcionamiento de cada fuente de sedimentos estudiada, así como tener en cuenta la conectividad de estas áreas fuente con la red fluvial del entorno. En general, la conectividad en toda el área de estudio es muy elevada, debido a las grandes pendientes y a los desniveles a salvar en un corto espacio. Aunque es preciso insistir en que las minas activas presentan medidas para el control de la sedimentación, que precisamente buscan controlar toda conectividad.

Así, es importante resaltar que las minas con control de la erosión y la sedimentación, aunque muestran una alta producción de sedimentos (medida en este caso en la mina El Machorro), éstos quedan retenidos en el interior de

las propias minas, tanto en las balsas de sedimentación o decantación como en las cunetas. Por tanto, desde estas minas, únicamente serán emitidos a la red fluvial aquellos sedimentos que se encuentran en suspensión en aquellos momentos en que las balsas de decantación rebosan, después de decantar la carga de fondo y una gran parte de la suspensión. Con los trabajos realizados hasta la fecha no es posible cuantificar esa cantidad de sedimentos, y precisamente por ello se han instalado e instalarán turbidímetros y sensores de presión, integrados en la red de seguimiento, con el objetivo de monitorizar en todo momento el caudal y sólidos en suspensión de esos flujos de rebose.

Sin embargo, en los casos de minas y escombreras sin control de la erosión y sedimentación (como las estudiadas en el exterior de la mina Santa Engracia), éstos se encuentran directamente conectados con la red hidrográfica, por lo que la mayor parte de los materiales erosionados en estas ubicaciones alcanzan la red fluvial. Como se indicó en el capítulo 5, los diques de corrección hidrológica pueden retener parte de estos sedimentos dentro de la cuenca, pero sólo durante su vida útil (que en el caso estudiado oscila entre 2 meses y 3 años).

Finalmente, las cárcavas también se encuentran directamente conectadas con la red fluvial, pero en este caso consideramos que se trata de “áreas fuente de sedimentos que pueden considerarse integradas dinámicamente en el sistema fluvial”. Aunque hemos considerado que estas cárcavas son, *a priori*, “naturales”, en contextos fisiográficos similares a éste, por ejemplo, en la provincia de Segovia, se ha demostrado que tienen un origen antrópico inequívoco (Moreno, 1989). En concreto, la actividad erosiva se desarrolló en estos entornos de Segovia en el siglo XII, a partir de una transformación generalizada de las laderas. No disponemos de datos para esta zona del Alto Tajo, pero incluso aunque el proceso fuera similar aquí (no demostrado), se entiende que estas cárcavas del Alto Tajo vienen emitiendo sedimentos detríticos a la red fluvial desde hace siglos. Se cree, por tanto, que los ecosistemas fluviales, en ausencia de la transformación minera, se han ajustado a esas condiciones. Sin que sea posible demostrar este hecho, la realidad que se describe en este entorno desde hace décadas, con abundantes poblaciones trucheras, demostraría que la emisión de sedimentos desde las cárcavas formaría parte de este sistema hidrológico dinámico y ecológicamente funcional (ver figura 7.2).

Según este razonamiento, la construcción de diques de corrección hidrológica, como los situados aguas abajo de la cárcava de Ribagorda, carecería de justificación, salvo que se planteara claramente como una medida protectora de la central hidroeléctrica de El Molino Alto, situada aguas abajo ya en el río Tajo.

Todos los contextos estudiados, cárcavas y minas, muestran sustratos expuestos muy vulnerables a la erosión hídrica, de modo que prácticamente después de cada evento de precipitación ocurre algún tipo de erosión. Esta circunstancia es más evidente aún en el caso de estériles mineros, en los que se ha reducido enormemente el grado de cohesión. Estos procesos, que están de acuerdo con lo recogido por la literatura (Hodges y Bryan, 1982), ponen de manifiesto, de forma nítida, cómo, en el caso de las explotaciones mineras, la adopción de medidas de restauración totalmente enfocadas a controlar el proceso erosivo, es la solución más acertada.

En definitiva, con todo ello, parece obvio que los lugares sobre los que se debería de actuar para minimizar la emisión de sedimentos terrígenos serían las zonas mineras (huecos y escombreras). Como se ha demostrado, parece muy evidente que el punto más crítico, en este sentido, lo constituyen los huecos y escombreras de la mina Santa Engracia (en el entorno de Peñalén), sujetas a procesos erosivos severos, y lo que es más problemático, que están directamente conectadas a la red fluvial. Por todo ello se considera que las actuaciones aquí deberían centrarse no tanto en los diques de corrección hidrológica, considerados como una medida limitada para la reducción de la emisión de sedimentos, con sólo unos pocos años de vida útil, sino en la restauración integral del conjunto de los huecos y escombreras de Santa Engracia, siguiendo la solución propuesta y parcialmente ejecutada en El Machorro.

En efecto, tanto para esos escenarios del entorno de Peñalén como para el interior del conjunto de las minas activas que cuentan con medidas para el control de la sedimentación (Poveda de la Sierra), la propuesta es un modelo de restauración de base geomorfológica, cuyo eje central es la estabilidad a largo plazo de los relieves restaurados. Todo ello en tanto se ha demostrado que el componente esencial a controlar y manejar en estas zonas tan vulnerables a la erosión hídrica debe de ser esa citada estabilidad física de las configuraciones topográficas (ya sean residuos de las escombreras o materiales del sustrato expuestos en frentes) que resulten de las restauraciones.

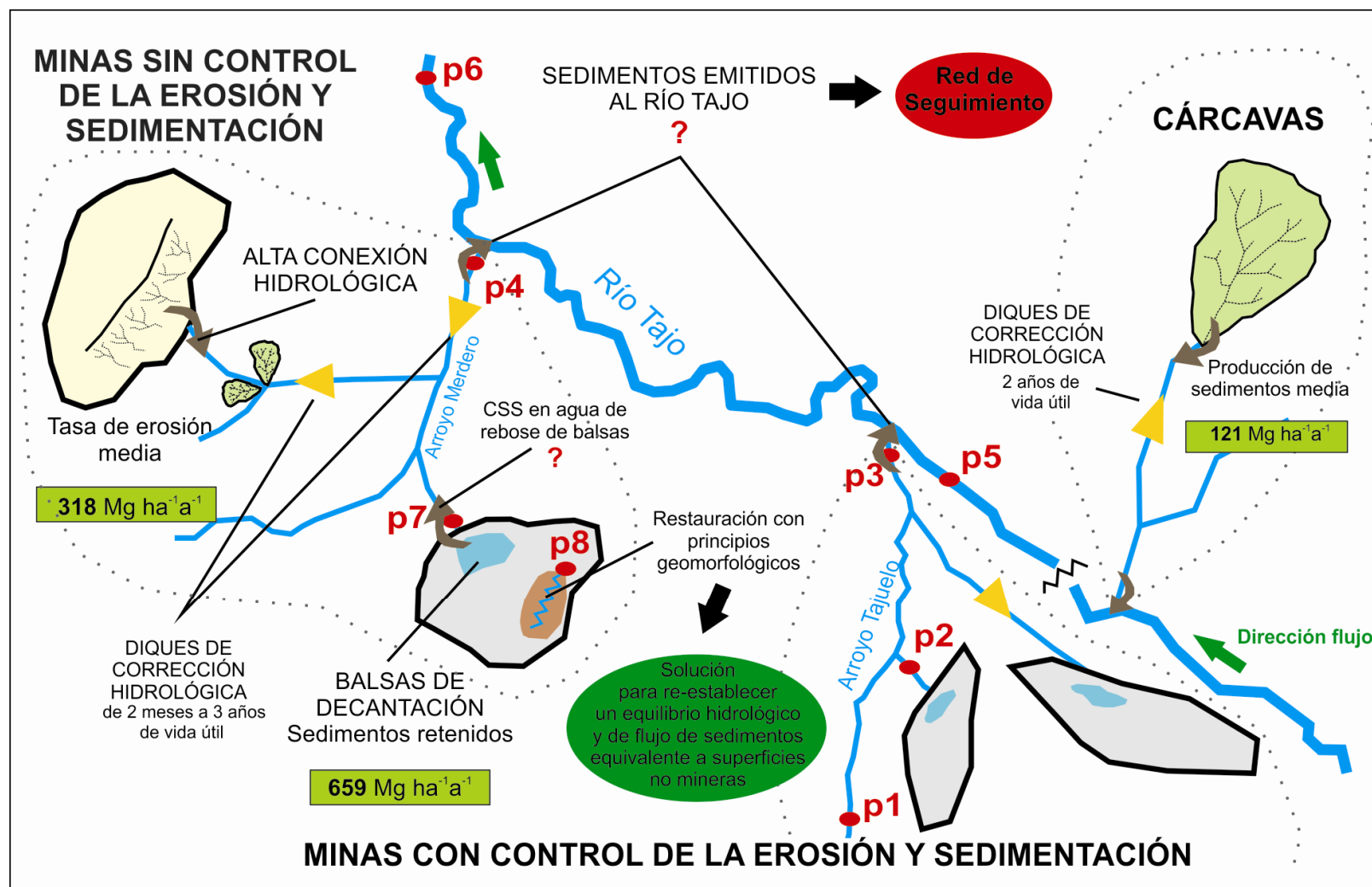


Figura 7.2. Esquema general del funcionamiento del sistema estudiado en la zona minera del Parque Natural del Alto Tajo, indicando las áreas fuente de sedimentos con la magnitud estimada de los mismos; la efectividad de algunas medidas de control, la propuesta de seguimiento continuo de los sólidos en suspensión del sistema (red de seguimiento), así como la propuesta para la restauración de las minas.

7.1.2. *Comportamiento de los sedimentos una vez alcanzan el río Tajo*

Dado que esta tesis ha tenido también una inquietud ambiental ligada al conocimiento del estado de los ecosistemas fluviales del Tajo, resulta pertinente preguntarse cuál es el comportamiento de los sedimentos una vez llegan al río Tajo. Como se indicó en la introducción, las autoridades del Parque Natural asociaron el estado de las comunidades biológicas del río con el régimen de sedimentos. Aunque se trata de un aspecto que supera los objetivos de la tesis, a partir de los resultados obtenidos se ha diseñado una red para el seguimiento de los sedimentos en la red del Tajo (capítulo 6) y a continuación se discuten algunos aspectos a tener en cuenta.

Es importante considerar las características de los sedimentos, si son transportados como carga de fondo o en suspensión, y los distintos elementos hidráulicos que se dan en las confluencias de los ríos.

Los sedimentos transportados como carga de fondo son sedimentos de mayor tamaño respecto a los transportados en suspensión. Así, los sedimentos que forman parte de la carga de fondo pueden tener tamaño desde bloque a tamaño arena, dependiendo de la capacidad de transporte de la corriente, mientras que los transportados en suspensión son habitualmente tamaño limo y arcilla, aunque también podrían transportarse en suspensión partículas de tamaño arena. Debido a estas características, habitualmente la carga de fondo es transportada a corta distancia, mientras que los materiales en suspensión pueden ser desplazados hasta puntos muy alejados del área fuente.

En lo que a la hidráulica se refiere, de acuerdo con Biron y Lane (2008) se han definido 6 elementos hidráulicos principales en las confluencias entre cauces fluviales: 1) zona de estancamiento del flujo aguas arriba de la junta de los cauces; 2) zona de desviación del flujo una vez el agua del tributario entra en el cauce principal; 3) zona de separación de flujos aguas abajo de la junta de los cauces; 4) área de máxima velocidad; 5) área de recuperación gradual del flujo, aguas abajo de la zona de separación de flujos y 6) varias líneas de “cizalla” asociadas a la generación de vórtices o remolinos (ver figura 7.3).

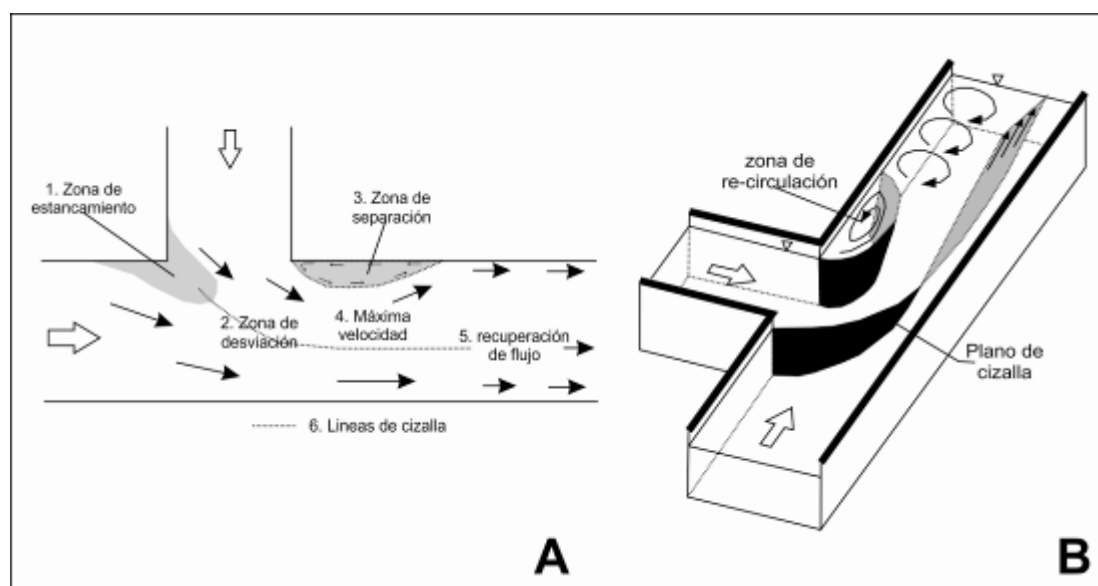


Figura 7.3. Modelo de la dinámica del flujo en las confluencias. A) Modelo bidimensional con los distintos elementos hidráulicos y B) modelo tridimensional donde se representa los flujos secundarios generados. Redibujado de Biron y Lane (2008).

Este comportamiento hidráulico también afecta al flujo de sedimentos, favoreciendo la sedimentación en algunas zonas y el transporte de sedimentos en otras, lo que condiciona la morfología del lecho en las confluencias de los ríos. Así, se ha descrito la formación de una depresión (*scour hole*) en la zona de máxima velocidad. En la desembocadura de los tributarios se ha reconocido la formación de barras de desembocadura (*tributary-mouth bars*). También es frecuente la formación de una barra en la mitad del cauce (*mid-channel bar*), aguas abajo de la confluencia y una barra adosada al banco o margen del río, también aguas abajo de la confluencia. Aguas arriba de la confluencia, es característica la deposición de sedimentos, asociada a la zona de estancamiento (Best y Rhoads, 2008). De acuerdo con esto, la acumulación de sedimentos en las confluencias es un proceso condicionado por la hidráulica de estas localizaciones, y por tanto no tiene por qué indicar un incremento en el aporte de sedimentos desde el tributario.

En el caso del arroyo Tajuelo, pueden reconocerse algunos de los elementos descritos por Best y Rhoads (2008), como la acumulación de sedimentos detríticos adosada al margen izquierdo del río Tajo inmediatamente aguas abajo de la desembocadura del Tajuelo, en la zona de separación del flujo (ver figura 7.4).

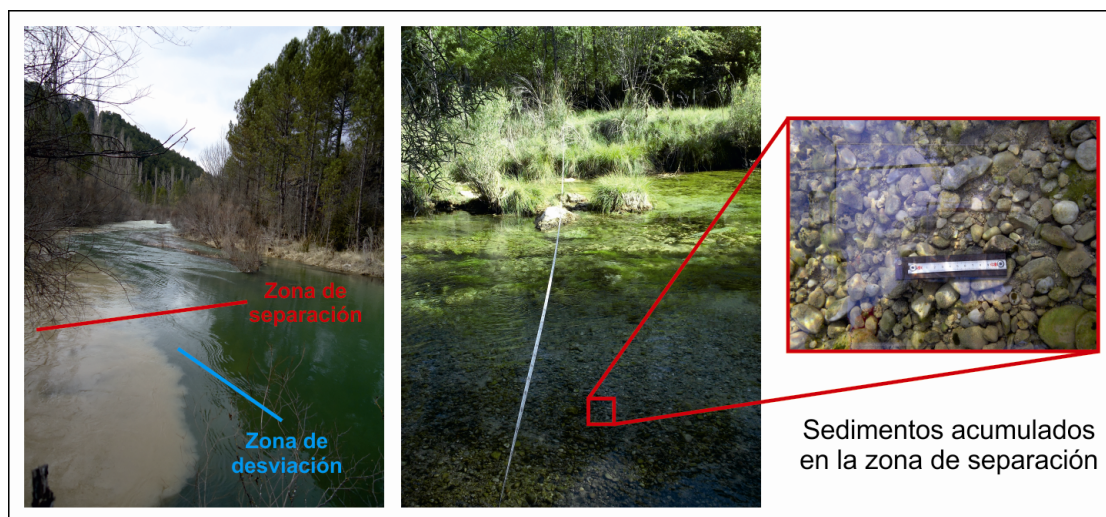


Figura 7.4. Confluencia del arroyo Tajuelo y el río Tajo. Se indican algunas de los elementos hidráulicos identificados.

En el caso del arroyo Merdero, lo que encontramos en su desembocadura es la formación de un cono aluvial, el cual ya existía antes de que se iniciase la actividad minera en este entorno, como se observó en las fotos de 1946 y 1956. De acuerdo con Gómez Villar (1996), para la formación de los conos o abanicos aluviales es indispensable la yuxtaposición de zonas con baja o suave pendiente y áreas montañosas, de alta pendiente, así como la existencia de corrientes muy cargadas de sedimentos. En contextos como el estudiado, la deposición de los sedimentos y la formación de los conos aluviales se debería a la brusca reducción en la energía de la corriente, condicionada por una disminución en la profundidad y velocidad del flujo como resultado de un aumento en la anchura cuando el flujo se extiende por la superficie de menor pendiente (Gómez Villar, 1996). Sobre el cono del Merdero se reconocen ahora varios canales de incisión, los cuales fueron modificados durante la ejecución del “*Proyecto de Mejora del Estado Ecológico del Río Tajo y Afluentes Afectados por Vertidos de Caolín. TT. MM. de Poveda de la Sierra y Peñalén (Guadalajara)*” (Confederación Hidrográfica del Tajo, 2007). Estos canales transportan los sedimentos procedentes de la cuenca y desembocan en el río Tajo, más allá de los límites del cono aluvial. En la salida de estos canales se da, por tanto, un régimen hidráulico similar al descrito para la confluencia del Tajuelo (figura 7.5).



Figura 7.5. Izquierda: desembocadura de uno de los canales de incisión del cono aluvial del arroyo Merdero; derecha: canal de incisión y zona encharcada en el cono aluvial del arroyo Merdero, al fondo, río Tajo.

Para finalizar, parece apropiado reflexionar sobre el papel ecológico de las confluencias. Ecológicamente, las confluencias entre ríos también tienen gran importancia. Esto se debe a que son zonas de almacenamiento de sedimentos y materia orgánica, lo que puede tener un importante impacto en los hábitats del cauce receptor. Además, los tributarios y las zonas de confluencia proporcionan hábitats únicos que favorecen funciones ecológicas importantes (Rice *et al.*, 2008). Por ejemplo, Rice *et al.* (2008) indican que los tributarios han sido un importante indicador del comportamiento de los frezaderos. Así, estos mismo autores señalan que aproximadamente un tercio de todos los frezaderos se sitúan inmediatamente aguas abajo de los tributarios.

Por todo ello, como continuación de este trabajo, sería interesante estudiar con más profundidad las confluencias de los arroyos Tajuelo y Merdero con el río Tajo, así como el comportamiento de los sedimentos y la morfología del lecho del Tajo en estas confluencias.

7.1.3. Normativa sobre la calidad del agua en el contexto de la zona minera del Alto Tajo

Dado el contexto en el que se ha desarrollado esta tesis, donde se ha señalado un problema ambiental de tipo hidrológico, parece apropiado referirse a la normativa existente sobre la calidad del agua. Para este contexto se considera que las normativas más relevantes son la Directiva Marco de Agua

(2000/60/CE) y la directiva sobre la calidad del agua para la vida de los peces (Directiva 2006/44/CE que codifica la antigua directiva 78/659/CEE).

Ambas Directivas (2000/60/CE y 2006/44/CE) tienen como objetivo principal mantener y mejorar el medio acuático, así como lograr niveles de calidad de las aguas superficiales que no den lugar a riesgos o impactos significativos en el medio ambiente. También recogen que el control cuantitativo garantiza la buena calidad del agua, por lo que indican que deben establecerse ciertas medidas cuantitativas de una serie de parámetros físico-químicos recogidos en los anexos de ambas directivas.

Concretamente, para a la concentración de materias en suspensión, el parámetro más relevante para el contexto de esta tesis, la directiva sobre la calidad del agua para la vida de los peces marca como valor límite guía 25 mg l^{-1} ($0,025 \text{ g l}^{-1}$). Si bien, éste es un valor medio y puede tener excepciones debido a características geográficas particulares o por circunstancias meteorológicas excepcionales, indicando, por ejemplo, que las inundaciones pueden provocar concentraciones “particularmente elevadas”, lo que también sucede durante crecidas en las que no se producen inundaciones. Para el caso concreto de la zona de estudio, parece inequívoco que deberían aplicarse estas excepciones, ya que los cursos fluviales aguas arriba de las zonas mineras presentan, con frecuencia, valores superiores a los 25 mg l^{-1} (como se ha observado en el análisis de algunas muestras de agua, datos preliminares). Este hecho además indicaría que el nivel de referencia o línea base (*baseline*) para este parámetro en este entorno es superior al establecido por la directiva.

En este sentido, la Directiva Marco de agua indica explícitamente que es necesaria la definición y caracterización de la masa de agua objeto de estudio de modo que se obtenga información de referencia para los distintos parámetros físico-químicos y para sus características hidromorfológicas, lo que constituiría los niveles de referencia para cada caso concreto.

Según estas indicaciones, la instalación de la red de seguimiento será la instrumentación que, de hecho, permitirá obtener parte de la información requerida por la directiva. Ello permitirá además, la determinación del nivel de referencia (*baseline*) de sólidos en suspensión de la red fluvial para distintos regímenes y localizaciones, lo que es muy relevante en este escenario.

Por otro lado, esos niveles de referencia podrán ser utilizados en el “manejo” de todo el sistema. Por ejemplo, para compararlos con las concentraciones de vertido por rebose desde las balsas de las minas que cuenta con control de la erosión y la sedimentación.

7.2. Representatividad climática del periodo de estudio

El trabajo experimental de esta tesis se ha desarrollado, principalmente, durante los años 2008 a 2012 (periodo próximo a cinco años naturales). En este epígrafe se describen las características climáticas (precipitación y temperatura) de los 4 años hidrológicos incluidos en ese periodo de estudio, con el objetivo de analizar cualitativamente su representatividad respecto a la serie histórica de los datos disponibles.

Para ello se muestran el registro pluviométrico de la estación de Peralejos de las Truchas (3003B) y el registro termométrico de la estación de Molina de Aragón (3013), ambas pertenecientes a la red de estaciones meteorológicas de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Se han resaltado los valores medios, tanto de precipitación como de temperatura, así como los valores máximos y mínimos registrados para toda la serie histórica y para los 4 años hidrológicos que abarca el periodo de estudio.

7.2.1. Registro pluviométrico

La estación meteorológica de Peralejos de las Truchas se sitúa en una posición fisiográfica representativa del área de estudio, e incluida en el propio Parque Natural del Alto Tajo. La serie histórica analizada comienza en el año hidrológico 1961-1962 y termina en el año hidrológico 2011-2012 (51 años) incluyendo, por tanto, los años correspondientes al periodo de estudio (2008-2009 a 2011-2012).

Para toda la serie, la precipitación media anual es de 771 mm, habiéndose registrado una precipitación anual máxima de 1.240 mm (año hidrológico 1968-1969) y una mínima de 339 mm (correspondiente al último año de estudio, 2011-2012). Exceptuando este año, la precipitación mínima registrada fue de 440 mm en el año 2004-2005. Para el periodo de estudio, la precipitación máxima anual registrada fue de 1.130 y la media de 697 mm (ver figura 7.1).

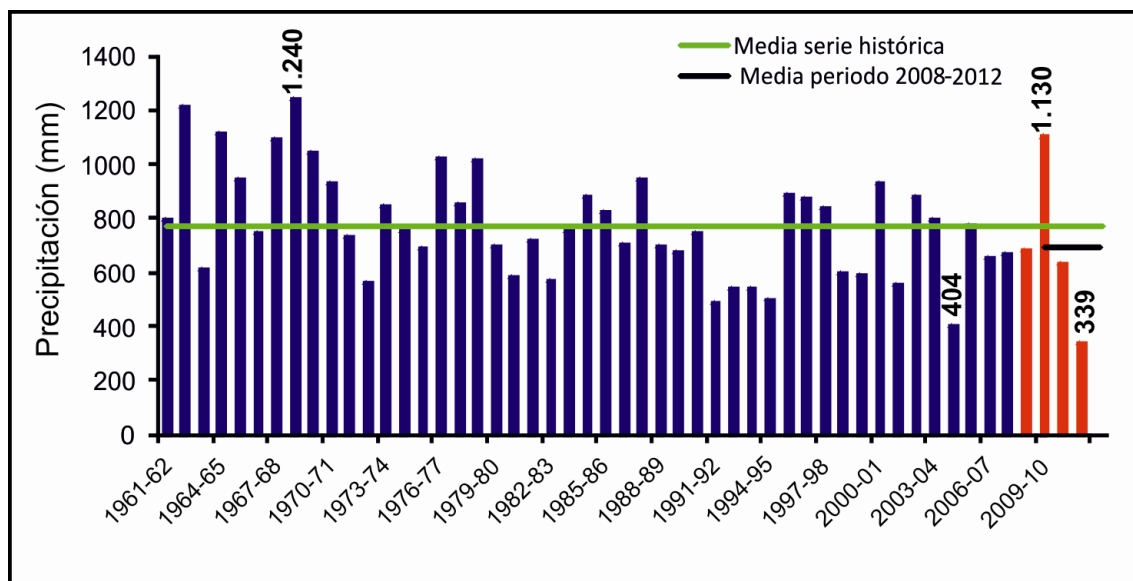


Figura 7.6. Precipitación total anual para la serie histórica de 1961 a 2012 registrada en la estación de Peralejos de las Truchas (3003B). En rojo se representan los años correspondientes al periodo de estudio (2008-2012), y en azul los correspondientes a los años anteriores. Elaboración propia, datos facilitados por la AEMET.

Interanualmente, el periodo húmedo se distribuye entre los meses de octubre a abril, registrándose precipitación en forma de nieve especialmente entre los meses de diciembre a febrero (ver figura 7.2). Para toda la serie histórica, en los meses de otoño se ha registrado de media el 23 % de la precipitación anual, mientras que en invierno y primavera el porcentaje es mayor, siendo del 32 % y 31 % respectivamente. Los meses de verano son los más secos, registrándose el 14 % de la precipitación anual. Esta distribución es ligeramente diferente para los 4 años de estudio, en los cuales, de media, la primavera ha sido la estación más húmeda, registrando el 31 % de la precipitación anual, mientras que en otoño se ha registrado de media el 28 % y en invierno el 25 %. Para estos cuatro años, en verano se registró de media el 16 % de la precipitación anual.

Para toda la serie histórica analizada, el mes que mayor precipitación registró fue diciembre de 2009 (precisamente incluido en el periodo de estudio), donde se registró una precipitación mensual de 325 mm. Sin tener en cuenta el periodo de estudio, el mes más lluvioso corresponde a noviembre de 1962, donde se registraron 304 mm. En los meses de julio y agosto es común registrar valores bajos de precipitación e incluso la ausencia de precipitación, siendo, por tanto, estos meses los más secos del año.

7.2.2. Registro termométrico

En este caso, se ha elegido la estación meteorológica de Molina de Aragón (3013) porque posee la serie térmica más larga disponible del entorno del área de estudio. Esta serie abarca 61 años, desde el año hidrológico 1951-1952 hasta el año 2011-2012.

La temperatura media anual calculada a partir de los datos de toda la serie histórica es de 10,2 °C, siendo ligeramente más alta la media calculada a partir de los datos registrados desde 2008 a 2012, que corresponde a 10,9 °C. También se ha observado que para los meses de abril a septiembre, la temperatura mensual media del periodo de estudio es entre 1 y 2 °C mayor que la temperatura mensual media calculada para toda la serie completa (figura 7.2).

Para toda la serie histórica, la temperatura media mensual más alta registrada fue de 22,6 °C, y corresponde al mes de julio de 1994. La temperatura media mensual más baja registrada fue de -3,1 °C en el mes de febrero de 1956. Para los 4 años hidrológicos del periodo de estudio, la temperatura media mensual más alta fue de 22,1 °C para los meses de agosto de 2009 y julio de 2011. La temperatura media mensual más baja se registró en febrero de 2012, siendo ésta de 0,4 °C.

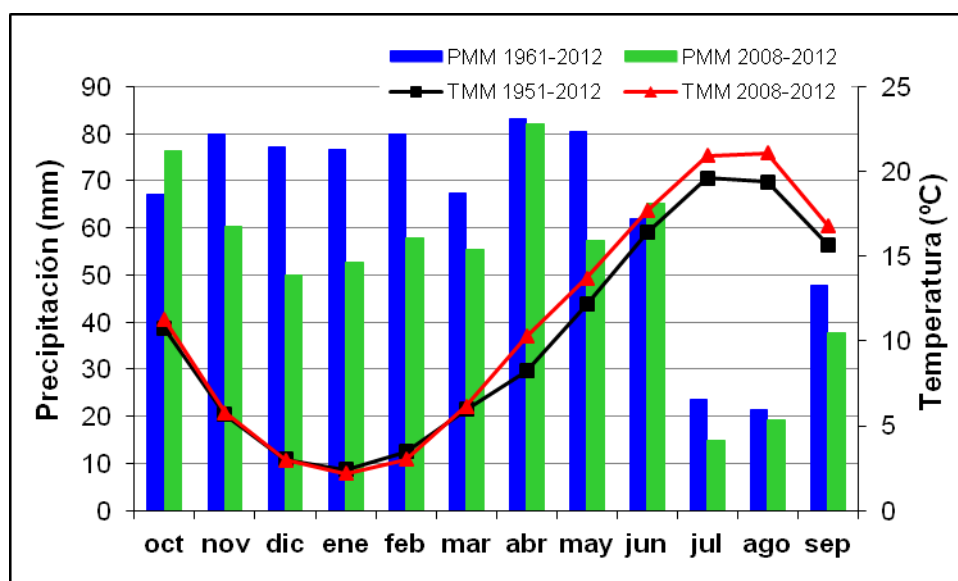


Figura 7.7. Temperatura media mensual (TMM) y precipitación media mensual (PMM) para la serie histórica de 1951 a 2012 y para el periodo de estudio, de 2008 a 2012. Los datos de temperatura pertenecen a la estación de Molina de Aragón (3013) y los de precipitación a la estación de Peralejos de las Truchas (3003B). Elaboración propia, datos facilitados por la AEMET.

Tras la descripción del registro termo-pluviométrico para toda la serie histórica y para los 4 años hidrológicos del periodo de estudio, puede decirse que la característica más destacable de la pluviometría ocurrida en los años de estudio ha sido su intensa variabilidad, habiéndose registrado el año más seco de la serie histórica y uno de los más húmedos. Esta variabilidad no es inusual, aunque no se ha calculado su periodo de recurrencia. El hecho de haber contado con un año de gran actividad pluviométrica ha permitido conocer mejor el funcionamiento erosivo y de transporte de sedimentos del sistema estudiado. En cuanto a los valores pluviométricos medios, se han situado ligeramente por debajo de la media (74 mm).

El registro térmico indica un ligero aumento en la temperatura media mensual para el periodo de estudio respecto a la serie histórica.

En definitiva, si bien el periodo estudiado muestra una precipitación ligeramente inferior a la media, y unas temperaturas ligeramente superiores a la media, estimamos que puede considerarse representativo. Por otro lado, las previsiones futuras en un contexto de calentamiento global parecen mostrar las tendencias detectadas, menor pluviometría y mayor temperatura, (Wheeler y Martín-Vide, 1992; AEMET, 2009).

Capítulo 8

CONCLUSIONES Y ESCENARIOS DE FUTURO: monitorización y restauración geomorfológica como solución



Vista del río Tajo desde el Puente de Peñalén.
(Foto: José Francisco Martín Duque)

Este último capítulo de la memoria recoge las conclusiones generales obtenidas tras los estudios realizados durante los 5 años de desarrollo de la tesis doctoral. También se resumen las principales aportaciones y limitaciones que ofrece esta tesis, así como las futuras líneas de trabajo derivadas de la elaboración de la misma.

8.1. Conclusiones

La caracterización del área de estudio ha permitido explicar la severidad e intensidad de los procesos erosivos en esta comarca del Alto Tajo en condiciones “naturales” (formación de cárcavas, deslizamientos superficiales, desprendimientos...), lo cual se amplifica cuando ocurren movimientos de tierras asociados a la minería.

Se considera que los responsables de estos intensos procesos de erosión son la gran energía del relieve (desniveles de hasta 400 metros que tienen que ser salvados en una distancia horizontal reducida, originando por tanto elevadas pendientes y laderas largas), unida a la presencia de sustratos de origen detrítico altamente erosionables (nos referimos especialmente a los niveles arenosos de la Formación Utrillas), y junto a un régimen de precipitaciones también altamente erosivo y con precipitación en forma de lluvia sobre nieve, lo que se ha identificado posee una alta capacidad de arrastre de sedimentos.

Además, la aportación de información histórica (fotografías aéreas verticales y la recopilación sobre usos tradicionales del suelo) ha ayudado a contextualizar el problema ambiental ligado a la emisión de sedimentos detríticos. Ello permite también realizar una reflexión sobre tal “problema”, al observar que estas actividades tradicionales también habrán causado una importante alteración del sistema fluvial del río Tajo en este entorno.

Las principales fuentes de sedimento del área de estudio corresponden a las explotaciones mineras y a las cárcavas. La intensa erosión que se produce en estas áreas fuente está condicionada por la naturaleza arenosa y poco cohesiva del sustrato, con pequeña proporción de arcillas, pero sobre todo de los estériles mineros. En el caso de las cárcavas, la carencia de una cobertura edáfica y vegetal, así como las altas pendientes, son las que favorecen los intensos procesos erosivos.

Los trabajos realizados han permitido cuantificar las tasas de producción de sedimentos y/o las tasas de erosión de tres escenarios representativos de las principales áreas fuente de sedimento. Así, todos los escenarios estudiados —cárcavas, minas con medidas para el control de la erosión y sedimentación y minas sin medidas para el control de la erosión y sedimentación— presentan una alta producción de sedimentos, siendo en las cárcavas donde se han registrado los valores más bajos y las minas sin medidas para el control de la erosión y sedimentación los más altos, todos ellos del mismo orden de magnitud. Por otro lado, el seguimiento de la escombrera experimental ha demostrado que el manejo de la cobertura edáfica ('tierra vegetal') y/o formaciones superficiales (coluvión) así como de la topografía permite reducir las tasas de erosión entre un 60 % y un 80 % respecto a escombreras con estériles mineros expuestos.

Sin embargo, el flujo de los sedimentos producidos en cada una de estas fuentes de sedimento es diferente, y constituye la clave para el problema que se aborda. Así, mientras que en las minas con medidas para el control de la erosión y sedimentación, los sedimentos quedan retenidos en las balsas de decantación, los sedimentos producidos en zonas mineras sin medidas para el control de la erosión y sedimentación y en las cárcavas llegan, en su mayoría, a la red fluvial del entorno, al existir una alta conectividad. En las cuencas donde existen diques de corrección hidrológica, éstos retienen parte de los sedimentos emitidos a la red fluvial (principalmente los sedimentos transportados como carga de fondo), pero son una medida de retención de sedimentos con una vida útil limitada (de entre 2 meses y 3 años, en este entorno).

En este contexto, se indican las zonas donde se puede actuar para reducir la erosión y la emisión de sedimentos a la red fluvial, supuesto causante del principal problema ambiental del entorno. Se considera que debería de actuarse, de forma prioritaria, en las minas sin medidas para el control de la erosión y sedimentación. Concretamente en los huecos y escombreras exteriores de la mina Santa Engracia, conjunto que puede considerarse en la actualidad como un enorme pasivo ambiental. También puede reducirse la erosión en el interior de las minas con medidas para el control de la erosión y la sedimentación, lo que reduciría además los costes de mantenimiento. En el caso de las cárcavas, se considera que no es necesario actuar sobre las mismas. Tampoco es necesaria la instalación de diques de corrección hidrológica para corregir estrictamente esta emisión desde cárcavas, ya que se

entiende que éstas forman parte del sistema en la actualidad, el cual se ha ajustado a la emisión de sedimentos desde las mismas.

En paralelo al desarrollo de la tesis, centrada en cuantificar y comprender un problema derivado de la emisión de sedimentos, el intento de interpretar el problema hidrológico y la búsqueda de posibles soluciones, ha contribuido al desarrollo dentro de nuestro equipo de investigación, y en colaboración con la empresa CAOBAR, de una solución de restauración *ad hoc* para estas grandes minas de ladera del Alto Tajo. El origen de esta solución fue el seguimiento durante dos años de la escombrera experimental, el cual indicó que el manejo experto de la topografía y de la cobertura superficial son los elementos clave para reducir drásticamente la erosión de las escombreras y del interior de las minas, con la consiguiente reducción del riesgo de salida de sedimentos del sistema, lo que mitigaría el potencial impacto hidrológico de esta actividad industrial.

Esta solución *ad hoc* consiste en reconstruir en estos espacios mineros unas morfologías en las que se restituyan los equilibrios dinámicos hidrológicos y erosivo-sedimentarios, construyendo cuencas de drenaje y redes hidrográficas que repliquen en fisonomía y funcionamiento a las del entorno, similares a las anteriores a la actividad minera.

En definitiva, es preciso dejar muy claro, que existe ya una solución “técnica” eficiente para reducir y minimizar las emisiones de sedimentos desde las zonas mineras del Alto Tajo a su entorno, de forma permanente, a largo plazo, y que supera con mucho los actuales sistemas de restauración en terrazas y balsas para el control de la escorrentía y la sedimentación.

En suma, respecto al problema ambiental en el que se inscribe esta tesis —el presunto declive de las comunidades biológicas, particularmente las poblaciones de trucha, a causa de la elevada carga de sedimentos en los cauces fluviales— aunque todavía no se conozca en detalle el régimen de sedimentos de la cuenca, ni la influencia de otras posibles causas, sí se dispone ya de una metodología de restauración para eliminar el efecto de la minería y de un diagnóstico sobre dónde hay que actuar. Además, la red de seguimiento aportará información muy completa sobre los flujos y balances de sedimentos en suspensión transportados por la red fluvial.

8.2. Futuras líneas de trabajo

Las futuras líneas de trabajo son una consecuencia de los estudios realizados durante el desarrollo de esta tesis doctoral.

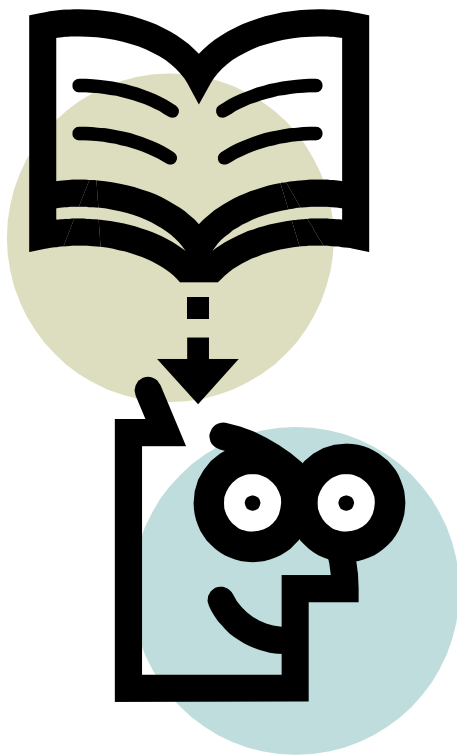
Debido a que los trabajos realizados no aportan información sobre la concentración de sedimentos en suspensión contenidos en el agua de rebose de las balsas que controlan la sedimentación en las minas activas (es decir, desde las balsas de decantación), ni sobre la cantidad de sedimentos que son exportados desde las cuencas de los arroyos Merdero y Tajuelo al río Tajo, se ha diseñado e iniciado la instalación de la red de seguimiento del transporte de sedimentos en suspensión. Esta red, además, permitirá comprender todo este complejo sistema. El análisis de los datos obtenidos en esta red, así como la finalización de su instalación, forman parte de una segunda tesis doctoral que ya se está llevando a cabo, cuyo punto de partida se fundamenta en las contribuciones alcanzadas en este trabajo.

Otros de los objetivos de esta nueva tesis doctoral es la monitorización del sedimento transportado como carga de fondo en una cárcava arenosa situada en la cuenca del arroyo Tajuelo, aspecto que no cubre la red de seguimiento, y que parece clave en este entorno. Finalmente, dentro del marco de esa tesis doctoral se estudiará el comportamiento de una subcuenca de la mina El Machorro restaurada con principios geomorfológicos, cuya construcción coincidió con la fase final de los trabajos para la tesis aquí presentada.

Otras posibles líneas de trabajo pueden centrarse en el estudio de las confluencias de los arroyos Tajuelo y Merdero, con el objetivo de conocer los efectos de los sedimentos emitidos al río Tajo. Estos efectos pueden ser hidrogeomorfológicos y/o ecológicos, lo que abre la puerta a trabajos multidisciplinares o desarrollados por profesionales de distintos ámbitos. El posible efecto que tenga la adición de sedimentos terrígenos en una proporción no equilibrada, e incluso las variaciones que pudieran tener sobre la química del agua, también podría influir en la precipitación de carbonato cálcico (formación de tobas) en el lecho del Tajo.

Capítulo 9

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS



AEMET. Fecha no disponible. Predicciones meteorológicas. Interpretación. Disponible en http://www.aemet.es/documentos/es/eltiempo/prediccion/comun/prediccion_interpretacion.pdf. Último acceso: febrero de 2013.

AEMET. 2009. Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Disponible en: http://www.aemet.es/documentos/es/elclima/cambio_climat/escenarios/Informe_Escenarios.pdf. Último acceso: abril de 2013.

Alatorre, L.C., Beguería, S., García-Ruiz, J.M. 2010. Regional scale modeling of hillslope sediment delivery: a case study in Barasona reservoir watershed (Spain) using WATEM/SEDEM. *Journal of Hydrology* 391: 109-123.

Albaladejo Montoro, J., Alvarez Rogel, J., Querejeta, J., Díaz, E., Castillo, V. 2000. Three hydro-seeding revegetation techniques for soil erosion control on anthropic steep slopes. *Land Degradation and Development* 11(4): 315-325.

Almodóvar, A., Nicola, G.G. 1999. Effects of a small hydropower station upon brown trout *Salmo trutta* L. In the river Hoz Seca (Tagus Basin, Spain) one year after regulation. *Regulated Rivers: Research and Management* 15: 477-484.

Almorox Alonso, J., López Bermúdez, F., Rafaelli, S. 2010. La degradación de los suelos por erosión hídrica: métodos de estimación. Universidad de Murcia, Servicio de Publicaciones, Murcia.

Anderson, P.G. 1996. Sediment generation from forestry operations and associated effects on aquatic ecosystems. *Forest-Fish Conference: Land Management Practices Affecting Aquatic Ecosystems* 491-508.

Andréassian, V. 2004. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology* 291: 1-27.

Andres, P., Jorba, M. 2000. Mitigation strategies in some motorway embankments (Catalonia, Spain). *Restoration Ecology* 8: 268-275. DOI: 10.1046/j.1526-100x.2000.80038.x.

Angino, E.E., O'Brien, W.J. 1968. Effects of suspended material on water quality. Symposium on Geochemistry, Precipitation, Evaporation and Soil Moisture. Proceedings of the Bern General Assembly of IUGG, 120-128.

Arche, A. 2010. Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.

Avendaño, C., Cobo, R., 1998. Seguimiento de los sólidos en suspensión durante el vaciado del embalse de Joaquín Costa. *Limnetica* 14: 113-120.

Avendaño, C., Sanz, M.E., Cobo, R., Gómez, J.L. 1997. Sediment yield at Spanish reservoirs and its relationships with the drainage basin area. *Proceedings of the Nineteenth Congress on Large Dams* 74 (54): 863-874.

Ballesteros, M., Cañadas, E.M., Foronda, A., Fernández-Ondoño, E., Peñas, J., Lorite, J. 2012. Vegetation recovery of gypsum quarries: short-term sowing response to different soil treatments. *Applied Vegetation Science* 15(2): 187-197.

Ballesteros-Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., Lucía, A., Martín-Duque, J.F., Díez-Herrero, A., Ruiz-Villanueva, V., Rubiales, J.M., Genova, M. 2012. Dendrogeomorphology in badlands: Methods, case studies and prospects. *Catena* (in press).

Barber RG, Romero D. 1994. Effects of bulldozer and chain clearing on soil properties and crop yields. *Soil Science Society of America Journal* 58(6): 1768-1775.

Barzilai, R., Laronne, J.B., Reid, I. 2012. Effect of changes in fine-grained matrix on bedload sediment transport in a gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms*. DOI: 10.1002/esp.3288

Beasley, D.B., Huggins, L.H., Monke, E.J. 1980. ANSWERS: a model for watershed planning. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 23: 938-944.

Beighley, R.E., Dunne, T., Melack, J.M. 2005. Understanding and modelling basin hydrology: interpreting the hydrogeological signature. *Hydrology Processes* 19: 1333-1353.

Bell, J.C., Daniels, W.L., Zipper, C.E. 1989. The practice of 'approximate original contour' in the Central Appalachians. I. Slope stability and erosion potential. *Landscape and Urban Planning* 18: 127-138. DOI:10.1016/01692046(89)90004-2.

Benito, G., Gutiérrez, M., Sancho, C. 1992. Erosion rates in badland areas of the central Ebro Basin (NE-Spain). *Catena* 19(3-4): 269-286.

Beguiría, S., Lana-Renault, N., Regüés, D., Nadal-Romero, E., Serrano-Muela, P., García-Ruiz, J.M. 2007. Erosion and sediment transport processes in Mediterranean mountain basins. En: García-Navarro, P. y Playán, E. (Eds.), *Numerical Modelling of Hydrodynamics for Water Resources*. Leiden: Taylor and Francis, 175-188.

Blake, G.R. 1965. Bulk density. En: Black, C.A. (Ed.), *Methods of soil analyses*. American Society of Agronomy, Madison.

Berry, W., Rubinstein, N., Melzian, B., Hill, B. 2003. The Biological Effects of Suspended and Bedded Sediment (SABS) in Aquatic Systems: A Review. United States Environmental Protection Agency (USEPA), Office of Research and Development National Health and Environmental Effects Laboratory. Internal report.

Best, J.L., Rhoads, B.L. 2008. Sediment transport, bed morphology and the sedimentology of river channel confluences. In: *River Confluences, Tributaries and the Fluvial network*, Rice, S.P., Roy, A.G., Rhoads, B.L. (Eds.). John Wiley and Sons 45-72.

Biron, P.M., Lane, S.N. 2008. Modelling Hydraulics and sediment transport at river confluences. In: *River Confluences, Tributaries and the Fluvial network*, Rice, S.P., Roy, A.G., Rhoads, B.L. (Eds.). John Wiley and Sons 17-43.

Bisantino, T., Gentile, F., Trisorio Liuzzi, G. 2011. Continuous Monitoring of Suspended Sediment Load in Semi-arid Environments. En: *Sediment Transport*, Ginsberg, S.S (Ed.). ISBN: 978-953-307-189-3, InTech, DOI: 10.5772/15373. Available from: <http://www.intechopen.com/books/sediment-transport/continuous-monitoring-of-suspended-sediment-load-in-semi-arid-environments>.

Blake, G.R. 1965. Bulk density. In: Black, C.A. (Ed.). *Methods of soil analyses*. American Society of Agronomy, Madison.

Bodoque, J.M., Lucía, A., Ballesteros, J.A., Martín-Duque, J.F., Rubiales, J.M., Genova, M. 2011. Measuring medium-term sheet erosion in gullies from trees: A case study using dendrogeomorphological analysis of exposed pine roots in central Iberia. *Geomorphology* 134(3-4): 417-425.

BOE. 1982. Real Decreto 2994/1982 del 15-10-1982, *sobre restauración del espacio natural afectado por actividades mineras*. BOE 274.

BOE. 2000. LEY 1/2000, de 6-04-2000, por la que se declara el Parque Natural del Alto Tajo. Boletín Oficial del Estado. BOE 159: 23905-23915.

Boix-Fayos, C., de Vente, J., Martínez-Mena, M., Barberá, G.G., Castillo, V.M. 2008. The impact of land use change and check-dams on catchment sediment yield. *Hydrology Processes* 22(25): 4922-4935.

Boix-Fayos, C., Barberá, G.G., López-Bermúdez, F., Castillo, V.M. 2007. Effects of check dams, reforestation and land-use changes on river channel morphology: Case study of the Rogativa catchment (Murcia, Spain). *Geomorphology* 91(1-2): 103-123.

Bradshaw AD, Chadwick MJ. 1980. *The Restoration of Land*. University of California Press: Berkeley.

Brandt, S.A. 2000. Classification of geomorphological effects downstream of dams. *Catena* 40(4): 375-401.

Brakenhielm S, Liu Q. 1995. Comparison of field methods in vegetation monitoring. *Water, Air, and Soil Pollution* 79: 75-87.

Bravo, M.A., Robles, S., Rodríguez, J.M., Miguel, C., Lozano, I. 2004. Estudios y plan de seguimiento limnológico del Parque Natural del Alto Tajo. Informe inédito.

Bravo Utrera, M.A., TRAGSATEC. 2009. Las minicentrales eléctricas en el Alto Tajo y la problemática ambiental generada. Informe inédito.

Brenner, F.J. 1985. Land reclamation after strip coal mining in the United States. *Mining Magazine* September: 211-217.

Broadman, J., Poesen, J. 2006. *Soil Erosion in Europe*. John Wiley and Sons, Noida, India.

Bryan, R., Yair, A. 1982. *Badland, geomorphology and piping*. Geo Books, Norwich, England.

Bryce, J.B. 1966, Erosion and deposition in the loess-mantled Great Plains, Medicine Creek drainage basin, Nebraska, U.S. Geol. Surv. Professional Paper.

Bugosh N. 2004. Computerizing the fluvial geomorphic approach to land reclamation. In 2004 National Meeting of the American Society of Mining and Reclamation and The 25th West Virginia Surface Mine Drainage Task Force, April 18-24, 2004. Barnhisel RI (ed.). ASMR: Lexington, KY. 240-258.

Bugosh N. 2006. Regional variations in stable landforms. And How Critical Elements Can Be Used To Design Reclamation Landforms. In Billings Land Reclamation Symposium, June 4-8, 2006, Billings MT. Barnhisel RI (ed.). BLRS and ASMR: Lexington, KY. 156-158.

Bui, E.N., Hancock, G.J., Wilkinson, S.N. 2011. 'Tolerable' hillslope soil erosion rates in Australia: Linking science and policy. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 144(1): 136-149.

Cacho, I., Valero Garcés, B., González Sampériz, P. 2010. Revisión de las reconstrucciones paleoclimáticas en la Península Ibérica desde el último periodo glacial. En: Pérez, F.F., Boscolo, R. (Eds.). *Clima en España: pasado, presente y futuro*, 9-24.

Cammeraat, L.H. 2004. Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agr. Ecosyst. Environ.* 104: 317-332.

- Campbell, I.A. 1997. Badlands and badland gullies. In: Thomas, D.S.G. (Ed.). *Arid Zone Geomorphology*. Belhaven Press, London, 261-291.
- Campo, M.A., Álvarez-Mozos, J., Casali, J., Giménez, R. 2007. Effect of topography on retreat rate of different gully headcuts in Bardenas Reales area (Navarre, Spain). En: J. Casali y R. Giménez (Eds.), *Progress in gully erosion research*. Public University of Navarra, Pamplona, 24-25.
- Cantón, Y., Solé-Benet, A., de Vente, J., Boix-Fayos, C., Calvo-Cases, A., Asensio, C., Puigdefábregas, J. 2011. A review of runoff generation and soil erosion across scales in semiarid south-eastern Spain. *J. Arid Environ.* 75(12): 1254-1261.
- Cantón, Y., Solé-Benet, A., Lázaro, R. 2003. Soil-geomorphology relations in gypsiferous materials of the Tabernas Desert (Almería, SE Spain). *Geoderma* 115(3-4): 193-222.
- Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A., Puigdefábregas, J. 2001a. Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *Journal of Hydrology* 252(1-4): 65-84.
- Cantón, Y., Solé-Benet, A., Queralt, I., Pini, R. 2001b. Weathering of a gypsum-calcareous mudstone under semi-arid environment at Tabernas, SE Spain: laboratory and field-based experimental approaches. *Catena* 44(2): 111-132.
- Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A., Puigdefábregas, J. 2001c. Hydrological and erosion response of a badlands system in semiarid SE Spain. *Journal of Hydrology* 252: 65-84.
- Capra, A., Mazzara, L.M., Scicolone, B. 2005. Application of the EGEM model to predict ephemeral gully erosion in Sicily, Italy. *Catena* 59(2): 133-146.
- Carcavilla, L., Ruíz, R., Rodríguez, E. 2008. *Guía geológica del Parque Natural del Alto Tajo*. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, Toledo.
- Carcavilla, L., del Puy Berrio, M., Ruíz, R. 2010. Ríos en roca de Castilla-La Mancha. En: Ortega Becerril, J.A., Durán Valsero, J.J. (Eds.), *Patrimonio geológico: Los ríos en roca de la Península Ibérica*. Instituto Geológico y Minero. Ministerio de Ciencia e Innovación, Madrid, 473-497.
- Carroll, C., Merton, L., Burger, P. 2000. Impact of vegetative cover and slope on runoff, erosion, and water quality for field plots on a range of soil and spoil materials on central Queensland coal mines. *Soil Research* 38: 313-328.
- Castillo, V.M., Mosch, W.M., Conesa García, C., Barberá, G.G., Cano Navarro, J.A., López-Bermúdez, F. 2007. Effectiveness and geomorphological impacts of check dams for soil erosion control in a semiarid Mediterranean catchment: El Cárcavo (Murcia, Spain). *Catena* 70(3): 416-427.
- CEDEX. 2004a. CHAC, Cálculo Hidrometeorológico de Aportaciones y Crecidas. Centro de Estudios Hidrográficos, CEDEX. Ministerios de Fomento y de Medio Ambiente.
- CEDEX. 2004b. Caracterización de los tipos de ríos y lagos. Versión 1.0. Disponible en: http://www.chj.es/es-es/medioambiente/planificacionhidrologica/Documents/Nuevo%20Ciclo%20de%20Planificacion/DMA_Caracterizacion_tipos_v_1%200_CEDEx.pdf. Último acceso: 21 de diciembre de 2012.

Centro Nacional de Investigación Geográfica, CNIG. 2004 (2ª Edición). Atlas Nacional de España. Sección II, Grupo 9. Climatología. Ministerio de Fomento. Disponible en: <http://www2.ign.es/ane/ane1986-2008/> (Último acceso 12 Dic. 2012).

Cerdá-Bolínches, A., Payá-Serrano, J. 1995. Morfología y procesos superficiales en badlands sobre arcillas del Keuper, Requena, Valencia. Cuaternario y Geomorfología 9(1-2): 59-72.

Chong SK, Cowser PT. 1997. Infiltration in reclaimed mined land ameliorated with deep tillage treatments. Soil and Tillage Research 44: 255-264.

Collins, A.L., Walling, D.E. 2004. Documenting catchment suspended sediment sources: problems, approaches and prospects. Progress in Physical Geography 28(2): 159-196.

Conesa García, C., García Lorenzo, R. 2007a. Erosión y diques de retención en la cuenca mediterránea: efectividad hidrogeomorfológica de los diques de retención en cuencas torrenciales del sureste español. Instituto Euromediterráneo del Agua, Murcia.

Conesa García, C., García Lorenzo, R. 2007b. Litofacies de relleno y modelo de sedimentación de los diques de retención en el tramo inferior de la rambla del Cárcavo (Cuenca del Segura). Rev. C&G 21(3-4): 77-100.

Conesa García, C. 2004. Los diques de retención en cuencas de régimen torrencial: diseño, tipos y funciones. Nimbus 13-14: 125-142.

Connolly, R.D., Barton, N. 1990. 'KINCON Version 1.1. User's manual.' Soil Conservation Research Branch, Queensland Department of Primary Industries: Brisbane, Australia.

Cooke, R.U., Doornkamp, J.C. 1990. Geomorphology in environmental management: a new introduction.

Confederación Hidrográfica del Tajo. 2007. Proyecto de mejora del estado ecológico del río Tajo y sus afluentes afectados por vertidos de Caolín. TT.MM. de Poveda de la Sierra y Peñalén (Guadalajara). Confederación Hidrográfica del Tajo, Dirección General del Agua del Ministerio de Medio Ambiente.

Consejería de Medio Ambiente y Desarrollo Rural de Castilla – La Mancha. 2006. Proyecto de restauración de cauces y riberas en los ríos Linares, Gallo y Bullones y actuaciones de corrección hidrológica en el arroyo de la Virgen de Ribagorda. Memoria.

Consejería de Ordenación del Territorio y Vivienda de Castilla-La Mancha. 2008. Plan de ordenación del territorio estrategia territorial de Castilla-La Mancha fichas de zonas de análisis territorial. 1920 ZAT Valle medio del Alto Tajo, Guadalajara.

Dabrio, C.J., Hernando, S. 2003. Estratigrafía. La Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

Dahlin, T. 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. Computers and Geosciences 27(9): 1019-1029.

Darboux F, Davy P, Gascuel-Odoux C, Huang C. 2001. Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. Catena 46: 125-139.

Darboux F, C. Gascuel-Odoux C, Davy P. 2002. Effects of surface water storage by soil roughness on overland-flow generation. Earth Surface Processes and Landforms 27: 223-233.

Darwish, T., Khater, C., Jomaa, I., Stehouwer, R., Shaban, A., Hamzé, M. 2011. Environmental impact of quarries on natural resources in Lebanon. *Land Degradation and Development* 22(3): 345-358.

Davis Instruments. 2005 Rain Collector II, Product Number: 7852. Rev B. Manual (10/21/05). Disponible en: http://www.davisnet.com/weather/products/weather_product.asp?pnum=07852 (Último acceso 12 Dic. 2012).

de Alba Alonso, S., Alcázar Torralba, M., Cermeño Martín, F.I., Barbero Abolafio, F. 2011. Erosión y manejo del suelo. Importancia del laboreo ante los procesos erosivos naturales y antrópicos. *Agricultura Ecológica* 7: 13-38.

Della Seta, M., Del Monte, M., Fredi, P., Palmieri, E.L. 2007. Direct and indirect evaluation of denudation rates in Central Italy. *Catena* 71(1): 21-30.

de Luís, M., García-Cano, M.F., Cortina, J., Raventós, J., González-Hidalgo, J.C., Sánchez, J.R. 2001. Climatic trends, disturbances and short-term vegetation dynamics in a Mediterranean shrubland. *Forest Ecology and Management* 147, 25–37. DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/S0378-1127\(00\)00438-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0378-1127(00)00438-2).

Desir G, Marín C. 2009. Caracterización de la erosión en áreas acarcavadas de la Fm. Tudela (Bárdenas Reales, Navarra). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, XXXV (2): 195-214.

Desir, G., Marín, C. 2007. Factors controlling the erosion rates in a semi-arid zone (Bardenas Reales, NE Spain). *Catena* 71(1): 31-40.

Díez-Herrero, A., Ballesteros, J.A. 2010. Procesos activos. Los riesgos geológicos. El riesgo por avenidas e inundaciones. En: C. Marchán (Coord. Gral.), *Atlas del medio natural y de los recursos hídricos de la provincia de Ávila*. Capítulo 21, 201-210, Instituto Geológico y Minero de España y Excma. Diputación de Ávila.

DOCM. 2000. Ley 1/2000, del 06-04-2000, por la que se declara el Parque Natural del Alto Tajo. *Diario Oficial Castilla-La Mancha*, DOCM 43: 4413-4424.

DOCM. 1999. Decreto 204/1999, de 21-01-99, por el que se aprueba el Plan de Ordenación de los Recursos Naturales del Alto Tajo y se inicia el procedimiento de declaración del Parque Natural del Alto Tajo, Monumento Natural del Nacimiento del Río Cuervo y de la Microreserva de Flora de los Prados Húmedos de Torremocha del Pinar. *Diario Oficial Castilla-La Mancha*. DOCM 61: 6473-6544.

D'Souza VPC, Morgan RPC. 1976. A laboratory study of the effect of slope steepness and curvature on soil erosion. *Journal of Agricultural Engineering Research* 21(1): 21-31. DOI:10.1016/0021-8634(76)90095-0.

Duvert, C., Nord, G., Gratiot, N., Navratil, O., Nadal-Romero, E., Mathys, N., Némery, J., Regüés, D., García-Ruiz, J.M., Gallart, F., Esteves, M. 2012. Towards prediction of suspended sediment yield from peak discharge in small erodible mountainous catchments (0.45–22 km²) of France, Mexico and Spain. *Journal of Hydrology* 454–455(0): 42-55.

Elliot, W.J., Qiong, W., Elliot, A.V. 1993. Application of the WEPP model to surface mine reclamation. Artículo presentado en *Challenge of Integrating Diverse Perspectives in Reclamation, 10th National Meeting*, Spokane, Washington. American Society of Surface Mine Reclamation.

Elliot, W.J., Page-Dumroese, D., Robichaud, P.R. 1998. The effects of forest management on erosion and soil productivity, in Lal, R., ed., *Soil Quality and Erosion*: Boca Raton, Florida, St. Lucie Press, 195-209.

Elosegi, A., Sabater, S. 2012. Effects of hydromorphological impacts on river ecosystem functioning: a review and suggestions for assessing ecological impacts. *Hydrobiologia* : 1-15.

Elosegi, A., Flores, L., Díez, J. 2011. The importance of local processes on river habitat characteristics: A Basque stream case study. *Limnetica* 30 (2): 183-196.

Elosegi, A., Díez, J., Mutz, M. 2010. Effects of hydromorphological integrity on biodiversity and functioning of river ecosystems. *Hydrobiologia* 657(1): 199-215.

Espigares T, Moreno de las Heras M, Nicolau JM. 2011. Performance of Vegetation in Reclaimed Slopes Affected by Soil Erosion. *Restoration Ecology* 19(1): 35-44. DOI: 10.1111/j.1526-100X.2009.00546.x.

Evans, K.G. 2000. Methods for assessing mine site rehabilitation design for erosion impact. *Soil Research* 38(2): 231-248.

Evans, K.G., Saynor, M.J., Willgoose, G.R., Riley, S.J. 2000. Post-mining landform evolution modelling: 1. Derivation of sediment transport model and rainfall? runoff model parameters. *Earth Surface Processes and Landforms* 25(7): 743-763.

Evans, M.J., Willgoose, G.R. 2000. Post-mining evolution landform modelling: 2. Effects of vegetation and surface ripping. *Earth Surface Processes and Landforms* 25(8): 803-823. DOI:10.1002/1096-9837(200008)25:8<803::AID-ESP96>3.0.CO;2-4.

Evans, K.G., Loch, R.J. 1996. Using the RUSLE to identify factors controlling erosion rates of mine soils. *Land Degradation and Development* 7(3): 267-277.

Fairbridge, R.W. 1968. *Encyclopaedia of Geomorphology*. Reinhold Book Corp, New York.

FAO. 2002. First Meeting of Technical Advisory Group for LADA - FAO, Rome, January 2002

FAO. 1965. Soil erosion by water - Some measures for its control on cultivated lands. *Agric. Dev. Paper*.

Fargas, D., Martínez Casasnovas, J.A., Poch, R. 1997. Identification of critical sediment source areas at regional level. *Physics and Chemistry of the Earth* 22(3-4): 355-359.

Ferguson, R.I., Prestegard, K.L., Ashworth, P.J. 1989. Influence of sand on hydraulics and gravel transport in a braided gravel bed river. *Water Resources Research* 25(4): 635-643.

Ferrer, J. 1993. *Análisis estadístico de caudales de avenida*. Centro de Estudios Hidrográficos y Experimentación de Obras Públicas, Gabinete de Formación y Documentación, Madrid.

Flügel, W.A., Märker, M., Moretti, S., Rodolfi, G., Staudenrausch, H. 1999. Soil erosion hazard assessment in the Mkomazi river catchment (KwaZulu/Natal — South Africa) by using aerial photo interpretation. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1: 641-653.

Forteza, M. 1981. *Caracterización Agroclimática de la Provincia de Guadalajara*. MAPA, Madrid.

Gallart, F., Llorens, P. 2003. Catchment management under environmental change: impact of land cover change on water resources. *Water International* 28: 334-40.

Gallart, F., Solé, A., Puigdefábregas, J., Lázaro, R. 2002. Badland systems in the Mediterranean. En: Bull JL y Kirkby MJ (Eds), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels*. Chichester: Wiley, 299-326.

García-Fayos, P., García-Ventoso, B., Cerdà, A. 2000. Limitations to plant establishment on eroded slopes in southeastern Spain. *Journal of Vegetation Science* 11: 77-8. DOI: 10.2307/3236778

García-Ruiz, J.M. 2010. The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. *Catena* 81(1): 1-11.

García-Ruiz, J.M., Beguería, S., Alatorre, L.C., Puigdefábregas, J. 2010. Land cover changes and shallow landsliding in the flysch sector of the Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 124(3-4): 250-259.

García-Ruiz, J.M., López-Bermúdez, F. 2009. Un caso especial: Badlands y sufosión. En: *Sociedad Española de Geomorfología (Eds.). La Erosión de Suelo en España*. Zaragoza: Sociedad Española de Geomorfología, 239-272.

García-Ruiz, J.M., Regüés, D., Alvera, B., Lana-Renault, N., Serrano-Muela, P. Nadal-Romero, E., Navas, A., Latron, J., Martí-Bono, C., Arnáez, J., 2008. Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. *Journal of Hydrology* 356(1-2): 245-260.

García-Ruiz, J.M., Lana-Renault, N., Beguería, S., Valero Garcés, B.L., Lasanta, T., Arnáez, J., *et al.* 2004. Temporal and spatial interactions of slope and catchment processes in the central Spanish Pyrenees. En: Golosov V, Belyaev, V., y Walling, D.E. (Eds.), *Sediment Transfer Through the Fluvial System*. IAHS Publication 288. Wallingford: IAHS, 21-28.

García-Ruiz, J.M., Puigdefábregas, J. 1985. Efectos de la construcción de pequeñas presas en cauces anastomosados del Pirineo Central. *Cuadernos de investigación geográfica* 11: 91-102.

Garland, G.G., Olivier, M.J. 1993. Predicting landslides from rainfall in a humid, subtropical region. *Geomorphology* 8: 165-173.

Gee, G.W., Bauder, J.W. 1986. Particle-size análisis. *Methods of soil analysis*. Part 1. *Agron Monogr.* 9: 383-411.

Gimeno-García, E., Andreu, V., Rubio, J.L. 2007. Influence of vegetation recovery on water erosion at short and medium-term after experimental fires in a Mediterranean shrubland. *Catena* 69, 150-160. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2006.05.003>.

Gómez, J.A., Nearing, M.A. 2005. Runoff and sediment losses from rough and smooth soil surfaces in a laboratory experiment. *Catena* 59: 253-266.

Gómez Gutiérrez, A., Schnabel, S., Lavado Contador, F. 2011. Procesos, factores y consecuencias de la erosión por cárcavas; trabajos desarrollados en la Península Ibérica. *Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles* 55: 59-80.

Gómez Gutiérrez, Á., Schnabel, S., Lavado Contador, J.F. 2009a. Gully erosion, land use and topographical thresholds during the last 60 years in a small rangeland catchment in SW Spain. *Land Degradation & Development* 20: 535-550.

Gómez Gutiérrez, Á., Schnabel, S., Sanjosé Blasco, J.J. 2009b. Variación temporal de la erosión por cárcavas en los fondos de valle bajo explotación de dehesa. *Cuadernos de Investigación Geográfica XXXV*(2): 289-304.

Gómez Villar, A. 1996. Abanicos aluviales: aportación teórica a sus aspectos más significativos. *Cuaternario y Geomorfología* 10(3-4): 77-124.

González Amuchastegui, M.J. 1999. Las acumulaciones tobáceas del Puente San Pedro (Sistema Ibérico): modelo evolutivo. *Papeles de geografía* 29, 111-126.

González Amuchastegui, M.J. 1993. Geomorfología del Alto Tajo en el sector de Molina de Aragón. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid, Madrid.

González Amuchastegui, M.J., González, J.A. 1993. Significado geomorfológico de las acumulaciones tobáceas del alto valle del río Tajo (sector Peñalén – Huertapelayo). En: *El Cuaternario de España y Portugal*, ITGE Y Asociación Española del Cuaternario I: 99-109.

González Amuchastegui, M.J. García Giménez, R. y González Martín, J.A. 1995. Naturaleza hidrogeográfica de los conjuntos kársticos en la zona de Molina de Aragón y Alto Tajo a partir del estudio de sus surgencias. *Anuales de Geografía de la Universidad Complutense* 14: 209 – 224.

González Martín, J.A., Rubio, V. 2000. Las transformaciones antrópicas del paisaje de los sistemas fluviales tobáceos del Centro de España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección de Geología)* 96 (1-2): 155-186.

Goodman, J.M., Haigh, M.J. 1981. Slope evolution on abandoned spoil banks in Eastern Oklahoma. *Physical Geography* 2(2): 160-173.

Grant, D.M., Dawson, B.D. 2008. Isco open channel flow measurement handbook. Isco, Lincoln.

Griffiths, D.H., Barker, R.D. 1993. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics* 29(3-4): 211-226.

Guerrero Domínguez, L. 2001. Dinámica actual del cauce del Alto Tajo y morfologías de su fondo de valle. (Peralejos de las Truchas, Guadalajara). Memoria para obtención de DEA. Universidad Autónoma de Madrid, 170 pp. Tutor: Juan Antonio González Martín.

Guerrero Domínguez, L., González Martín, J.A. 2000. Características geomorfológicas del modelo de construcción tobáceo del Alto Tajo en su fondo de valle (Peralejos de las Truchas-Guadalajara). *Geotemas* 1(3): 376-378.

Gutiérrez Elorza, M. (Coord.). 1994. Geomorfología de España. Rueda S.L., Madrid.

Haigh, M.J. 2000. Erosion Control: Principles and Some Technical Options. In *Reclaimed Land, Erosion Control, Soils and Ecology*, Haigh MJ (ed.), Balkema: Rotterdam 75-110

Haigh, M.J. 1985. The experimental examination of hill-slope evolution and the reclamation of land disturbed by coal mining. In *Geography applied to practical problems*, Johnson JH (ed.). Geo Books: Norwich. 123-138.

Haigh, M.J. 1980. Slope retreat and gullyng on revegetated surface mine dumps, Waun Hoscyn, Gwent. *Earth Surface Processes* 5(1): 77-79. DOI:10.1002/esp.3760050108.

Haigh, M.J. 1979. Ground retreat and slope evolution on regraded surface-mine dumps, Waunafon, Gwent. *Earth Surface Processes* 4(2): 183-189. DOI:10.1002/esp.3290040208.

- Haigh, M.J., Sansom, B. 1999. Soil compaction, runoff and erosion on reclaimed coal-lands (UK). *International Journal of Surface Mining, Reclamation and Environment* 13(4): 135-146. DOI: 10.1080/09208119908944239.
- Hall, J.D., Lantz, R.L. 1969. Effects of logging on the habitat of coho salmon and cutthroat trout in coastal streams. *In* T.G. Northcote (ed) *Symposium on salmon and trout in streams*. Institute of Fisheries, University of British Columbia 355-375.
- Hancock, G.R., Evans, K.G. 2010. Gully, channel and hillslope erosion - an assessment for a traditionally managed catchment. *Earth Surf.Process.Landforms* 35(12): 1468-1479.
- Hancock, G.R., Crawter, D., Fityus, S.G., Chandler, J., Wells, T. 2008. The measurement and modelling of rill erosion at angle of repose slopes in mine spoil. *Earth Surface Processes and Landforms* 33(7): 1006-1020.
- Hancock GR, Loch RJ, Willgoose GR. 2003. The design of post-mining landscapes using geomorphic principles. *Earth Surface Processes and Landforms* 28(10): 1097-1110. DOI:10.1002/esp.518.
- Hancock, G.R., Evans, K.G., Willgoose, G.R., Moliere, D.R., Saynor, M.J., Loch, R.J. 2000. Medium-term erosion simulation of an abandoned mine site using the SIBERIA landscape evolution model. *Soil Research* 38(2): 249-264.
- Harrington, S.T., Harrington, J.R. 2013. An assessment of the suspended sediment rating curve approach for load estimation on the Rivers Bandon and Owenabue, Ireland. *Geomorphology*. 185(0): 27-38.
- Harvey, A.M. 2001. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena* 42(2-4): 225-250.
- Harvey, A. 1982. The role of piping in the development of badlands and gully systems in south-east Spain. *Badland geomorphology and piping*, Bryan, R., Yair, A. (Eds.). 317-335.
- Hernando, N. 2009. Cuantificación de la erosión hídrica en una escombrera experimental de la mina de caolín El Machorro (Poveda de la Sierra, Guadalajara). Comparación entre métodos directos a través de barreras de sedimentos (*sediment fences*), y métodos indirectos a través del modelo *RUSLE 1.06*. Proyecto fin de Máster de Geología Ambiental, especialidad de hidrología y suelos. Facultad de Ciencias Geológicas, UCM. Tutor: José Francisco Martín Duque. (Memoria inédita)
- Hicks, D.M., Gomez, B. 2003. Sediment Transport. *In*: Kondolf, G.M., Piégay, H. (Eds.). *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley and Sons. 425-461.
- Hodges, W.K., Bryan, R.B. 1982. The influence of material behavior on runoff initiation in the Dinosaur Badlands, Canada. *En: Badland geomorphology and piping*, Bryan y Yair (Eds.). Norwich: geo Books.13-46
- Hooke, R.L., Martín-Duque, J.F., Pedraza, J. 2012. Land transformation by humans. *GSA Today* 22(12): 4-10.
- Horowitz, A.J., 2003. An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrology Processes* 17(17), 3387-3409.

- Hudson, N. 1997. Medición sobre el terreno de la erosión del suelo y de la escorrentía. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación, Roma.
- ICA S.L., TRAGSATEC. 2010. Resultado del estudio de frezaderos en el Parque Natural del Alto Tajo (Guadalajara) durante el mes de diciembre de 2009. Informe inédito.
- ICONA. 1988. Agresividad de la lluvia en España. MAPA, Madrid.
- IGN. 2004. Atlas Nacional de España. Climatología. Sección II. Grupo 9. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- IGN. 2002. Mapa Topográfico Nacional de España 1:25.000, Peralejos de las Truchas, 539-2. Instituto Geográfico Nacional.
- INFRAECO. 2010. Estado de las Balsas de Sedimentación. Informe y reportaje fotográfico inéditos, del 25 de enero de 2010, relacionados con el proyecto Mejora ecológica del río Tajo y afluentes afectados por vertidos de caolín, términos municipales de Poveda de la Sierra y Peñalén (Guadalajara). (Comunicación interna, informe inédito).
- Instituto Nacional de Estadística, INE. 2012. Instituto Nacional de Estadística. <http://www.ine.es/>. Último acceso julio 2012.
- IUSS Grupo de Trabajo WRB. 2007. Base Referencial Mundial del Recurso Suelo. Primera actualización 2007. Informes sobre Recursos Mundiales de Suelos No. 103. FAO, Roma.
- Jimeno, L. 1987. La Fertilidad de los suelos de mayor interés agrícola de la provincia de Guadalajara. Instituto de Edafología y Biología Vegetal de Madrid, Madrid.
- Kapolka, N.M., Dollhopf, D.J. 2001. Effect of slope gradient and plant growth on soil loss on reconstructed steep slopes. *International Journal of Surface Mining, Reclamation and Environment* 15(2): 86-99. DOI: 10.1076/ijsm.15.2.86.3416
- Kasanin-Grubin, M., Bryan, R. 2007. Lithological properties and weathering response on badland hillslopes. *Catena* 70(1): 68-78.
- Kerr, S.J. 1995. Silt, turbidity and suspended sediments in the aquatic environment: an annotated bibliography and literature review. Ontario Ministry of Natural Resources, Southern Region Science and Technology Transfer Unit Technical Report TR-008.
- Kim, S., Choi, Y., Suh, J., Oh, S., Park, H., Yoon, S., Go, W. 2012. ArcMine: A GIS extension to support mine reclamation planning. *Computers and Geosciences* 46(0): 84-95.
- Knisel, W.G. 1980. CREAMS. A field scale model for chemicals, runoff and erosion from agricultural management systems. United States Department of Agriculture, Conservation Research Report No. 26.
- Köppen, W. 1918. Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahreslauf. *Petermanns Mitt* 64: 193-203.
- Kouhpeima, A., Hashemi, S.A.A., Feiznia, S., Ahmadi, H. 2010. Using sediment deposited in small reservoirs to quantify sediment yield in two small catchments of Iran. *Journal of Sustainable Development* 3(3): 133-139.

Lana-Renault, N., Regüés, D. 2009. Seasonal patterns of suspended sediment transport in an abandoned farmland catchment in the Central Spanish Pyrenees. *Earth Surf.Process.Landforms* 34(9): 1291-1301.

Lasanta, T. 1990. Tendences actuelles de l'organisation spatiale des montagnes espagnoles. *Annales de Géographie* 551: 51-71.

Lasanta, T., González-Hidalgo, J.C., Vicente-Serrano, S.M., Sferi, E. 2006. Using landscape ecology to evaluate an alternative management scenario in abandoned Mediterranean mountain areas. *Landscape and Urban Planning* 78(1-2): 101-114.

Lawler, D.M. 2005. Spectrophotometry, Turbidimetry and Nephelometry. In: *Encyclopedia of Analytical Science* (2nd Ed.), Worsfold, P., Townshend, A.A, Poole, C. (Eds.). Elsevier, Oxford 343-351.

Lendínez, A., Tena Dávila, M., Bascones, L., Martín Herrero, D., La Moneda, E. 1981. Mapa Geológico de España 1:50.000. 2ª Serie (MAGNA). Hoja 514 Taravilla. IGME, Servicio de Publicaciones.

Li, L., Du, S.H., Wu, L.S., Liu, G.C. 2009. An overview of soil loss tolerance. *Catena* 78 (2): 93-99.

Li, X., Wei, X. 2011. Soil erosion analysis of human influence on the controlled basin system of check dams in small watersheds of the Loess Plateau, China. *Expert Syst. Appl.* 38(4): 4228-4233.

Liu, B.Y. Nearing, M.A., Shi, P.J., Jia, Z.W. 2000. Slope length effects on soil loss for steep slopes. *Soil Science Society of America Journal* 64: 1759-1763.

Loch, R.J. 2000a. Using rainfall simulation to guide planning and management of rehabilitated areas. Part 1: experimental methods and results from a study at the Northpakes mine, Australia. *Land Degradation and Development* 11, 221-240. DOI: 10.1002/1099145X(200005/06)11:3<241::AID-LDR382>3.0.CO;2-Y.

Loch, R.J. 2000b. Effects of vegetation cover on runoff and erosion under simulated rain and overland flow on a rehabilitated site on the Meandu Mine, Tarong, Queensland. *Soil Research* 38(2): 299-312.

Loch, R.J. 1997. Landform design – better outcomes and reduced costs applying science to above-and below-ground issues. In *Proceedings of the 22nd Annual Environmental Workshop*. Minerals Council of Australia: Adelaide. 550-563.

Loke, M.H. 2000. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys. Disponible en: https://pangea.stanford.edu/research/groups/sfmf/docs/DCResistivity_Notes2.pdf (Último acceso: enero de 2013).

Loke, M.H., Barker, R.D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method 1. *Geophysical Prospecting* 44(1): 131-152.

López-Moreno, J.I., García-Ruiz, J.M. 2004. Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees. *Hydrological Sciences–Journal–des Sciences Hydrologiques* 49 (5): 87-802.

López Olmedo, F., Gállego Coiduras, I.C. 1976. Nota sobre las “Facies Weald y Utrillas” del cretácico en la Serranía del Alto Tajo. *Tecniterrae* 11: 17-24.

López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Francke, T. 2009. Suspended sediment transport in a highly erodible catchment: The River Isábena (Southern Pyrenees). *Geomorphology* 109(3-4): 210-221.

López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Balasch, J.C. 2010. Rainfall, runoff and sediment transport relations in a mesoscale mountainous catchment: The River Isábena (Ebro basin). *Catena* 82(1): 23-34.

López-Tarazón, J.A., Tena, A., Vericat, D., Batalla, R.J. 2011. Acumulación de sedimentos finos en el lecho del río Isábena: efectos sobre el transporte y la dinámica sedimentaria. *Cuaternario y Geomorfología* 25(3-4): 35-57.

López-Tarazón, J.A., Batalla, R.J., Vericat, D., Francke, T. 2012. The sediment budget of a highly dynamic mesoscale catchment: The River Isábena. *Geomorphology* 138(1): 15-28.

Lu, H., Moran, C.J., Prosser, I.P. 2006. Modelling sediment delivery ratio over the Murray Darling Basin. *Environmental Modelling and Software* 21(9): 1297-1308.

Lucía, A., Laronne, J.B., Martín-Duque, J.F. 2012. Geodynamic processes on sandy slope gullies in central Spain and field observations, methods and measurements in a singular system. *Geodinamica Acta* 24(2): 61-79. DOI:10.3166/ga.24.61-79.

Lucía, A., Recking, A., Martín-Duque, J.F., Storz-Peretz, Y., Laronne, J.B. Continuous monitoring of bedload discharge in a small, steep sandy channel: *J. Hydrol* (enviado).

Lucía, A. 2013. Cuantificación de la actividad geomorfológica de cárcavas de ladera desarrolladas sobre arenas del piedemonte norte de la Sierra de Guadarrama. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

Mandana, A., Md Said, M.A., Ahmad, F. 2012. Effectiveness of check dam to control soil erosion in a tropical catchment (The Ulu Kinta Basin). *Catena* 97(0): 63-70.

MARM. 1997-2006. Mapa de Forestal de España Escala 1:50.000, Hoja 433 Atienza, Edición digital. Ministerio de Medio Ambiente, Medio Rural y Marino, Madrid. Disponible en: http://www.marm.es/es/biodiversidad/temas/montes-y-politica-forestal/mapa-forestal/digital_mfe50.aspx (Último acceso 12 Dic. 2012).

Martín-Duque JF, Sanz MA, Bodoque JM, Lucía A, Martín-Moreno C. 2010. Restoring earth surface processes through landform design. A 13-year monitoring of a geomorphic reclamation model for quarries on slopes. *Earth Surface Processes and Landforms* 35: 531-548. DOI: 10.1002/esp.1950.

Martín Rosales, W. 2003. Sediment yield estimation and check dams in a semiarid area (Sierra de Gádor, southern Spain). Symposium HS01 held during IUGG2003. *Erosion Prediction in Ungaged Basins: Integrating Methods and Techniques*. IAHS Publ. n° 279, 51-58.

Martín Rosales, W. 2002. Efectos de los diques de retención en el borde meridional de la Sierra de Gádor (Almería). Universidad de Granada, Departamento de Geodinámica, Granada.

Martínez-Casasnovas, J.A., Antón-Fernández, C., Ramos, M.C. 2003. Sediment production in large gullies of the Mediterranean area (NE Spain) from high-resolution digital elevation models and geographical information systems analysis. *Earth Surface Processes and Landforms* 28(5): 443-456.

Martínez-Pagán, P., Faz, A., Acosta, J.A., Carmona, D.M., Martínez-Martínez, S. 2011. A multidisciplinary study for mining landscape reclamation: A study case on two tailing ponds in

the Region of Murcia (SE Spain). *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 36(16): 1331-1344.

Märker, M., Moretti, S., Rodolfi, G. 2001. Assessment of water erosion processes and dynamics in semiarid regions of southern Africa (KwaZulu/Natal RSA; Swaziland) using the Erosion Response Units concept (ERU). *Geogr. Fis. Din. Quat.* 24: 71-83.

Martonne, E. 1940. *Traité de géographie physique*. Armand Colin, París.

Mata Olmo, R., Sanz Herráiz, C. (Dir.) 2003. *Atlas de los paisajes de España*. Ministerio de Medio Ambiente, Madrid.

Mathys, N., Brochot, S., Meunier, M., Richard, D. 2003. Erosion quantification in the small marly experimental catchments of Draix (Alpes de Haute Provence, France). Calibration of the ETC rainfall-runoff-erosion model. *Catena* 50(2-4): 527-548.

McSaveney, M.J., Whitehouse, I.E. 1989. Anthropogenic erosion of mountain land in Canterbury. *New Zealand Journal of Ecology*. 12(Suplemento): 151-163.

Merino-Martín, L., Moreno-de las Heras, M., Pérez-Domingo, S., Espigares, T., Nicolau, J.M. 2012. Hydrological heterogeneity in Mediterranean reclaimed slopes: runoff and sediment yield at the patch and slope scales along a gradient of overland flow. *Hydrology and Earth System Sciences* 16(5): 1305-1320.

Meyer LD, Kramer LA. 1969. Erosion equations predict land slope development. *American Society of Agricultural Engineers* 50(9): 522-523.

Miall, A.D. 1978. *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta.

Molire DR, Evans KG, Willgoose GR, Saynor MJ. 2002. Temporal trends in erosion and hydrology from a post-mining landform at Ranger Mine, Northern Territory. Supervising Scientist Report 165. Supervising Scientist, Darwin NT, Australia.

Molina, P., Sanz Herráiz, C., Mata, R. 2010. *Los paisajes del Tajo*. Ministerio de Medio Ambiente, Rural y Marino, Madrid.

Montgomery, D.R., Buffington, J.M. 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin* 109(5): 596-611.

Moral Martos, F., Rubio Campos, J.C., González Ramón, A. 2010. Ríos en roca y aguas subterráneas. En: J.A. Ortega y J.J. Durán (Eds.). *Patrimonio geológico: Los ríos en roca de la Península Ibérica*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, serie Geología y Geofísica, nº4, Madrid, 139-162.

Moreira, J.M. 1991. *Capacidad de uso y erosión de suelos*. Agencia de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Sevilla.

Moreno, F. 1989. *Zonas kársticas en la vertiente N de la Sierra de Guadarrama*. 773 págs. Tesis Doctoral nº 105/89. Universidad Complutense de Madrid. Madrid.

Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., González-Sampériz, P., Rico, M. 2008. Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Palaeolimnology* 40: 943-961 DOI: 10.1007/s10933-008-9209-3.

Moreno-de las Heras, M., Díaz-Sierra, R., Nicolau, J.M., Zavala, M.A. 2011a. Evaluating restoration of man-made slopes: a threshold approach balancing vegetation and rill erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 36(10): 1367-1377.

Moreno-de las Heras, M., Espigares, T., Merino-Martín, L., Nicolau, J.M. 2011b. Water-related ecological impacts of rill erosion processes in Mediterranean-dry reclaimed slopes. *Catena* 84(3): 114-124.

Moreno-de las Heras, M., Nicolau, J.M., Merino-Martín, L., Wilcox, B.P. 2010. Plot-scale effects on runoff and erosion along a slope degradation gradient. *Water Resources Research* 46: W04503. DOI:10.1029/2009WR007875

Moreno-de las Heras M, Merino-Martín L, Nicolau JM. 2009. Effect of vegetation cover on the hydrology of reclaimed mining soils under Mediterranean–Continental climate. *Catena* 77(1): 39-47. DOI:10.1016/j.catena.2008.12.005.

Morgan, R.P.C. 2005. *Soil Erosion and Conservation*, 3rd ed. Longmann Group Lmted. London, UK.

Muñoz Martín, A., Olaiz, A., de Vicente, G., Antón, L., Elorza, F.J., de Vicente, R. 2007. Análisis de la geometría en profundidad de fracturas conductoras en zonas de baja permeabilidad mediante tomografía eléctrica (El berrocal, Sistema Central Español). *Geogaceta* 42: 35-38.

Mutz, M., Kalbus, E., Meinecke, S. 2007. Effect of instream wood on vertical water flux in low-energy sand bed flume experiments. *Water Resources Research* 43: W10424.

Nachtergaele, J., Poesen, J., Vandekerckhove, L., Oostwoud Wijdenes, D., Roxo, M. 2001. Testing the Ephemeral Gully Erosion Model (EGEM) for two Mediterranean environments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26(1): 17-30.

Nadal-Romero, E., Martínez-Murillo, J.F., Vanmaercke, M., Poesen, J. 2011. Scale-dependency of sediment yield from badland areas in Mediterranean environments. *Progress in Physical Geography* 35(3): 297-332.

Nadal-Romero, E., Regüés, D. 2010. Geomorphological dynamics of subhumid mountain badland areas — weathering, hydrological and suspended sediment transport processes: A case study in the Araguás catchment (Central Pyrenees) and implications for altered hydroclimatic regimes. *Progress in Physical Geography* 34(2): 123-150.

Nadal-Romero, E., Latron, J., Martí-Bono, C., Regüés, D. 2008a. Temporal distribution of suspended sediment transport in a humid Mediterranean badland area: The Araguás catchment, Central Pyrenees. *Geomorphology* 97(3-4): 601-616.

Nadal-Romero, E., Regüés, D., Latron, J. 2008b. Relationships among rainfall, runoff, and suspended sediment in a small catchment with badlands. *Catena* 74(2): 127-136.

Navas, A., Walling, D. 1992 Using caesium-137 to assess sediment movement in a semiarid upland environment in Spain, en: *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions*, Walling, D.E., Davies, T.R., Hasholt, B. (Eds.). International Association Hydrological Sciences (IAHS), Publ. no 209: 129-138.

Navas, A., Valero, B., Machín, J., Walling, D. 1998. Los sedimentos del embalse Joaquín Costa y la historia de su depósito. *Limnética* 14: 93-112.

- Nearing, M.A., Foster, G.R., Lane, L.J., Finkner, S.C. 1989. A process-based soil erosion model for USDA: water erosion prediction project technology. *Transactions of ASAE* 32: 1587-1593.
- Newcombe, C.P., Macdonald, D.D. 1991. Effects of Suspended Sediments on Aquatic Ecosystems. *North American Journal of Fisheries Management* 11(1): 72-82.
- Nicolau JM. 2003. Trends in relief design and construction in opencast mining reclamation. *Land Degradation and Development* 14(2): 215-226. DOI:10.1002/ldr.548.
- Nicolau JM. 2002. Runoff generation and routing on artificial slopes in a Mediterranean – continental environment: the Teruel coalfield, Spain. *Hydrological Processes* 16: 631–647. DOI:10.1002/hyp.308.
- Nicolau, J.M. 1996. Effects of topsoiling on rates of erosion and processes in coal mine spoil banks in Utrillas, Teruel. *International Journal of Surface Mining Reclamation and Environment* 10: 73-78. DOI:10.1080/09208119608964803
- Nicolau, J.M., Asensio, E. 2000. Rainfall erosion on opencast coal-mine lands: ecological perspective in *Reclaimed Land: Erosion Control, Soils and Ecology*, Haigh M.J. (Ed.). Balkema: Rotterdam 1: 51-73.
- Nicolau, J.M., Moreno-de las Heras, M. 2005. Opencast Mining Reclamation. In: Mansourian, S., Vallauri, D., Dudley, N. (Eds.). (in cooperation with WWF International). *Forest Restoration in Landscapes: Beyond Planting Trees*, Springer, New York, 370-376.
- Ollero Ojeda, A., Ballarín Ferrer, D., Domenech Zueco, S., Mora Mur, D., Sánchez Fabre, M. 2010. La Directiva Marco del Agua (2000/60/CE) y los ríos en roca. En: J.A. Ortega y J.J. Durán (Eds.). *Patrimonio geológico: Los ríos en roca de la Península Ibérica*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, serie Geología y Geofísica, nº4, Madrid, 163-180.
- Olmo, P., Álvaro, M. 1989. Mapa Geológico de España 1:50.000. 2ª Serie (MAGNA). Hoja 539 Peralejos de las Truchas. IGME, Servicio de Publicaciones. Madrid.
- Ordoñez, S., García del Cura, M.A., González Amuchastegui, M.J., Gonzalez Martín, J.A. 1992. Génesis actual de carbonatos fluviales en el alto valle del río Tajo (Provincia de Guadalajara). III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca. Actas tomo I: 158-163.
- Ortega Becerril, J.A. 2010. Tipos de ríos en roca. Clasificaciones. En: J.A. Ortega y J.J. Durán (Eds.). *Patrimonio geológico: Los ríos en roca de la Península Ibérica*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, serie Geología y Geofísica, nº4, Madrid, 37-54.
- Osterkamp, W.R., Morton, R.A. 1996. Environmental impacts of urbanization and mining: an international project on global change. *GSA Today* 6 (7): 14-15.
- Peinado Lorca, M., Martínez-Parras, J.M. 1987. Capítulo 4: Castilla-La Mancha. En: La vegetación de España, Peinado Lorca, M. y Rivas Martínez, S. (Ed.) Universidad de Alcalá de Henares, Secretaría General, Servicio de Publicaciones 164-196.
- Peng, G. 2008. Understanding watershed suspended sediment transport. *Progress in Physical Geography* 32(3): 243-263.

- Pérez–Domingo, S., Comín, F., De Miguel, L., Trabucchi, M., Nicolau, J.M. 2010. Hidrología a escala de cuenca de paisajes derivados de la restauración minera. En: Úbeda, X, Vericat, D. y Batalla, J.R. (Eds.). *Avances de la Geomorfología en España, 2008-2010* 169-172.
- Pimentel DC, Harvey P, Resosudarmo K, Sinclair D, McNair KM, Crist S, Shpritz L, Fitton L, Saffouri R, Blair R. 1995. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Science* 267(5201): 1117-1123.
- Piqueras, J., Sanchis, C. 2001. El transporte fluvial de madera en España. *Geografía histórica. Cuadernos de Geografía* 69/70: 127-162.
- Plaza Gutiérrez, J.I. 2008. Las áreas de montaña en España: balance sobre su investigación y tratamiento en los últimos quince años. *Ería* 75: 5-25.
- Poesen, J., Vanwalleghe, T., de Vente, J., Knapen, A., Verstraeten, G., Martínez-Casasnovas, J.A. 2006. Gully erosion in Europe. In: Broadman, J., Poesen, J. (Eds.). *Soil Erosion in Europe*. John Wiley and Sons, Noida, India, 315-362.
- Porta Casanellas, J., López-Acevedo Reguerín, M., Roquero de Laburu, C. 1999. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. Mundi-Prensa, Madrid.
- Porta J, Poch R, Boixadera J. 1989. Land evaluation and erosion practices on mined soils in NE Spain. *Soil Technology Series* 1: 189-206.
- Power JF, Sandoval FM, Ries RE, Merrill SD. 1981. Effects of topsoil and subsoil thickness on soil water content and crop production on a disturbed soil. *Soil Science Society of America Journal* 45: 124-129.
- Priyashantha S, Ayres B, O’Kane M, Fawcett M. 2009. Assessment of concave and linear hillslopes for post-mining landscapes. Paper presented at Securing the Future and 8th ICARD, June 23-26, 2009 Skellefteå, Sweden. Available at: http://www.okane-consultants.com/pdf_publications/gmm/Sumith_Priyashantha_B3_T5_Assessment-of-Concave-and-Linear-Hillslopes-for-Post-Mining-Landscapes.pdf.
- Pulido Bosch, A., Simón, E., Martín Rosales, W., Vallejos, A., Navarrete, F., Pérez Parra, J. 1992. Efecto sobre el medioambiente de los diques de retención en la vertiente sur de Sierra de Gádor (Almería). V Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio: Problemática Ambiental y Desarrollo, 119-128.
- Quansah C. 1981. The effect of soil type, slope, rain intensity and their interactions on splash detachment and transport. *European Journal of Soil Science* 32: 215-224. DOI: 10.1111/j.1365-2389.1981.tb01701.x.
- Quilbé, R., Rousseau, A.N., Duchemin, M., Poulin, A., Gangbazo, G., Villeneuve, J.P. 2006. Selecting a calculation method to estimate sediment and nutrient loads in streams: Application to the Beaurivage River (Québec, Canada). *Journal of Hydrology* 326(1-4): 295-310.
- Ramos-Sacharrón, C.E., MacDonald, L.H. 2007. Runoff and suspended sediment yields from an unpaved road segment, St John, US Virgin Islands. *Hydrological Processes* 21: 35-50. DOI:10.1002/hyp.6175.
- Regüés, D., Nadal-Romero, E. 2012. Uncertainty in the evaluation of sediment yield from badland areas: Suspended sediment transport estimated in the Araguás catchment (central Spanish Pyrenees). *Catena* (In press, available online 3 June 2012).

- Regüés, D., Nadal-Romero, E., Latron, J., Martí-Bono, C. 2009. Producción y transporte de sedimento en cárcavas desarrolladas en la depresión interior Alto Aragonesa (cuenca de Aragón, Pirineo Central). Cuadernos de investigación geográfica 35(2): 263-287.
- Regüés, D., Balasch, J.C., Castelltort, X., Soler, M., Gallart, F. 2000. Relación entre las tendencias temporales de producción y transporte de sedimentos y las condiciones climáticas en una pequeña cuenca de montaña mediterránea (Vallcebre, Pirineos orientales). Cuadernos de Investigación Geográfica 26: 41-65.
- Regüés, D., Soler, M., Gallart, F. 2002. Influencia del Tamaño de las partículas sobre la estimación de concentraciones de sedimentos en suspensión mediante turbidímetros de retro-dispersión. In: Serrano, E., García, de Celis, A., Guerra, J.C., Morales, C.G., Ortega, M.T. (Eds.). Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, montaña y dinámica territorial. Universidad de Valladolid, Sociedad Española de Geomorfología, Valladolid 239-251.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A, Porter, J.P. 1991. RUSLE: revised universal soil loss equation. Journal of Soil and Water Conservation, 30-33.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Yoder, D.C., McCool, D.K. 1994. RUSLE revisited: status, questions, answers, and the future. Journal of Soil and Water Conservation, 213-220.
- Reynolds, J.M. 2011. An introduction to applied and environmental geophysics. Wiley - Blackwell, Chichester.
- Rice, R.M., Rothacher, J.S., Megahan, W.F. 1972. Erosional consequences of timber harvesting: an appraisal. National Symposium on Watersheds in Transition, 321-329.
- Rice, S.P., Kiffney, P., Greene, C., Pess, G.R. 2008. The ecological importance of tributaries and confluences. In: River Confluences, Tributaries and the Fluvial network, Rice, S.P., Roy, A.G., Rhoads, B.L. (Eds.). John Wiley and Sons 209-242.
- Riley SJ. 1995. Geomorphic estimates of the stability of a uranium mill tailings containment cover, Nabarlek, NT, Australia. Land Degradation and Rehabilitation 6: 1-16. DOI:10.1002/ldr.3400060102.
- Ritchie, J.C., McHenry, J.R. 1990. Application of Radioactive Fallout Cesium-137 for Measuring Soil Erosion and Sediment Accumulation Rates and Patterns: A Review. J.Environ.Qual. 19(2), 215-233.
- Rivas, V., Cendrero, A., Hurtado, M., Cabral, M., Gimenez, J., Forte, L., Del Rio, L., Cantu, M., Becker, A. 2006. Geomorphic consequences of urban development and mining activities; an analysis of study areas in Spain and Argentina. Geomorphology 73 (3-4): 185-206. DOI:10.1016/j.geomorph.2005.08.006.
- Robertson, M.J., Scruton, D.A., Gregory, R.S., Clarke, K.D. 2006. Effects of suspended sediment on freshwater fish and fish habitat, 2644.
- Robichaud PR, Brown PR. 2002. Silt fences: An economical technique for measuring hillslope erosion. Gen. Tech. Rep. RMRS-GTR-94. Rocky Mountain Research Station, USDA Forest Service. Disponible en: www.fs.fed.us.
- Rodríguez, A., Moya, G., Castelló, E., Vanoli, G., Farias, H.D., López, F. 2005. Obras de estabilización de procesos erosivos en suelos loésicos (cárcavas). Rev. Int. de Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil 5(2): 149-162.

- Roehl, J.W. 1962. Sediment source areas, delivery ratios and influencing morphological factors. Symposium on Land Erosion, 202-213.
- Rodríguez, C., López, J., Alonso, E., González, M., Muñoz, J.L. 2010. Rehabilitación de frezaderos de la trucha común (*salmo trutta*) en el Alto Tajo 2008/2009. Informe inédito.
- Romero-Díaz, A., Ruiz Sinoga, J.D., Belmonte Serrato, F. 2011. Tasas de erosión hídrica en la Región de Murcia. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles 56: 129-153.
- Romero-Díaz, A. 2008. Los diques de corrección hidrológica como instrumentos de cuantificación de la erosión. Cuadernos de investigación geográfica 34: 83-99.
- Romero-Díaz, A., 2007. Los diques de corrección hidrológica. Cuenca del río Quípar (Sureste de España). Universidad de Murcia, Servicio de Publicaciones, Murcia.
- Romero-Díaz, A., Alonso-Sarriá, F., Martínez-Lloris, M. 2007. Erosion rates obtained from check-dam sedimentation (SE Spain). A multi-method comparison. Catena 71(1): 172-178.
- Romero-Díaz, A., López-Bermúdez, F., Cabezas, F. 1992. Erosion and fluvial sedimentation in the River Segura basin (Spain). Catena 19(3-4): 379-392.
- Rosewell, C.J. Edwards, K., Soil Conservation Service of New South Wales. 1988. SOILOSS: a program to assist in the selection of management practices to reduce soil erosion. Technical handbook Nº 11, Soil Conservation Service of New South Wales, Sydney.
- Rosgen, D.L. 1994. A classification of natural rivers. Catena 22(3): 169-199.
- Ruiz, J. (Coord.). 1995. Mapa Forestal de España. Escala 1:200.000. Cuenca-Guadalajara. Hoja 6-6. Ministerio de Medio Ambiente.
- Ruiz-Bellet, J.L., Balasch, J.C., Tena, A. 2011. Suspended sediment transfer during a flood along the dam-regulated Segre river (NE Iberian Peninsula). Cuaternario y Geomorfología 25(3-4): 87-101.
- Sampedro, J. L. 1961. El río que nos lleva. 1ª edición, Colección Novela Nueva, Aguilar.
- Sancho, C., Benito, G., Gutiérrez, M. 1991. Agujas de erosión y perfiladores microtopográficos. Cuadernos técnicos de la S.E.G. (2): 1-28.
- Sawaske, S.R., Freyberg, D.L. 2012. A comparison of past small dam removals in highly sediment-impacted systems in the U.S. Geomorphology 151-152(0): 50-58.
- Sawatsky L, McKenna G, Keys MJ, Long D. 2000. Towards minimising the long-term liability of reclaimed mined sites. In Reclaimed Land: Erosion Control, Soils and Ecology, Haigh MJ. (ed.). Balkema: Rotterdam. 21-36.
- Sawatsky L, Beckstead G. 1996. Geomorphic approach for design of sustainable drainage systems for mineland reclamation. International Journal of Mining, Reclamation and Environment 10(3): 127-129. DOI:10.1080/09208119608964815.
- Sawatsky, L., Dick, W., Cooper, D., Keys, M. 1996. Design of a rainfall simulator to measure erosion of reclaimed surfaces. British Columbia Mine Reclamation Symposium.

- Sawatsky, L.F., Cooper, D.L., McRoberts, E., Ferguson, H. 1996. Strategies for reclamation of tailings impoundments. *International Journal of Mining, Reclamation and Environment* 10(3): 131-134. DOI:10.1080/09208119608964816.
- Schnabel, S., Gómez Amelia, D., Ceballos, A., 1999. Extreme events and gully erosion. En: IGU (Ed.), *Proceedings of the International Seminar on Land Degradation and Desertification*, Lisbon, 17-26.
- Schor HJ, Gray DH. 2007. *Landforming. An environmental approach to hillside development, mine reclamation and watershed restoration*. John Wiley and Sons: Hoboken.
- Sidorchuk, A., Märker, M., Moretti, S., Rodolfi, G., 2003. Gully erosion modelling and landscape response in the Mbuluzi river catchment of Swaziland. *Catena* 50: 507-525.
- Sirvent, J., Desir, G., Gutierrez, M., Sancho, C., Benito, G. 1997. Erosion rates in badland areas recorded by collectors, erosion pins and profilometer techniques (Ebro Basin, NE-Spain). *Geomorphology* 18(2): 61-75.
- Slaney, P.A., Halsey, T.G., Tautz, A.F. 1977. Effects of forest harvesting practices on spawning habitat of stream salmonids in the Centennial Creek watershed, British Columbia. *Fisheries Management Report* nº73.
- Schmidt, B. L.; Allmaras, R. R.; Mannering, J. V., Papendick, R. I. 1982. Determinants of soil loss tolerance. *American Society of Agronomy-Soil Science Society of America*. Madison.
- Sobek AA, Shuller WA, Freeman JR, Smith RM. 1978. Field and laboratory methods applicable to overburdens and mine soils. *Environmental Technology Series*. EPA-600/2-78-054.
- Solé-Benet, A. 2006. Spain. In: Broadman, J., Poesen, J. (Eds.). *Soil Erosion in Europe*. John Wiley and Sons, Noida, India, 311-346.
- Solé-Benet, A., Cantón, Y., Lázaro, R., Puigdefábregas, J. 2009. Meteorización y erosión en el sub-desierto de Tabernas, Almería. *Cuadernos de investigación geográfica* 35(1): 141-163.
- Soler, M., Latron, J., Gallart, F. 2008. Relationships between suspended sediment concentrations and discharge in two small research basins in a mountainous Mediterranean area (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Geomorphology* 98(1-2): 143-152.
- Soler, M., Regúes, D., Latron, J., Gallart, F. 2007. Frequency-magnitude relationships for precipitation, stream flow and sediment load events in a small Mediterranean basin (Vallcebre basin, Eastern Pyrenees). *Catena* 71(1): 164-171.
- Soulliere EJ, Toy TJ. 1986. Rilling of hillslopes reclaimed before 1977 surface mining law, Dave Johnston Mine, Wyoming. *Earth Surface Processes and Landforms* 11: 293-305.
- StatPoint Technologies, Inc. 2012 http://www.statlets.com/statgraphics_centurion.htm (Último acceso 12 Dic. 2012).
- Stefano CD, Ferro V, Porto P, Tusa G. 2000. Slope curvature influence on soil erosion and deposition processes, *Water Resources Research* 36(2): 607-617. DOI:10.1029/1999WR900157.
- Soto, J., Navas, A. 2004. A model of ¹³⁷Cs activity profile for soil erosion studies in uncultivated soils of Mediterranean environments. *Journal of Arid Ecosystems* 59: 719-730.

Tena, A., Batalla, R.J., Vericat, D., López-Tarazón, J.A. 2011. Suspended sediment dynamics in a large regulated river over a 10-year period (the lower Ebro, NE Iberian Peninsula). *Geomorphology* 125(1): 73-84.

Thornes, JB. 2004. Stability and instability in the management of Mediterranean desertification. In *Environmental Modelling: Finding Simplicity in Complexity*, Wainwright J, Mulligan M (eds). Wiley: Chichester; 303-315.

Toro, M., Robles, S., Tejero, I., Cristóbal, E., Velasco, S., Sánchez, J.R., Pujante, A. 2009. Grupo 32. Tipo Ecológico N° 12. Ríos de montaña mediterránea calcárea. En: VV.AA., Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitat de interés comunitario en España. Madrid: Ministerio de Medio Ambiente, y Medio Rural y Marino.

Torri, D., Borselli, L. 2003. Equation for high-rate gully erosion. *Catena* 50(2-4): 449-467.

Toy, T.J., Chuse, W. 2005. Topographic Reconstruction: A Geomorphic Approach. *Ecological Engineering* 24(1-2): 29-35. DOI:10.1016/j.ecoleng.2004.12.014.

Toy TJ, Foster GR, Renard KG. 2002. *Soil Erosion: Processes, Prediction, Measurement and Control*. John Wiley and Sons: New York.

Toy TJ, Black JP. 2001. Topographic reconstruction: the theory and practice. In *Reclamation of Drastically Disturbed Lands*, Barnishel R, Darmody R, Daniels W. (eds.). American Society of Agronomy: Madison. 41-75.

Toy, T.J., Foster, G.R. (Eds.). 1998. *Guidelines for the Use of the Revised Universal Soil Loss Equation on Mined Lands, Construction Sites, and Reclaimed Lands*. Office of Surface Mining, Reclamation and Enforcement: Denver.

Toy, T.J., Hadley, R.F. 1987. *Geomorphology and Reclamation of Disturbed Lands*. Academic Press Inc., Orlando, FL, United States.

Trabucchi, M., Puente, C., Comin, F., Olague, G., Smith, S. 2012. Mapping erosion risk at the basin scale in a Mediterranean environment with opencast coal mines to target restoration actions. *Regional Environmental Change* 1-13.

TRAGSA. 1998. *Restauración hidrológico forestal de cuencas y control de la erosión*. TRAGSATEC, Ministerio de Medio Ambiente, Ediciones Mundi Prensa, Madrid.

TRAGSA. 2010. *Plan de gestión de la ictiofauna del Parque Natural del Alto Tajo (Guadalajara)*. Informe inédito.

Uhlenbrook, S. 2003. An empirical approach for delineating spatial units with the same dominating runoff generation processes. *Physics and Chemistry of the Earth* 28: 297-303.

UNE-EN ISO 7027. 2001. *Calidad del agua. Determinación de la turbiedad (versión oficial en Español de la norma Europea ISO 7027 de 1999)*. Editada por AENOR. Depósito legal: M 13107:2001.

UNEP. 1994. *United Nations Convention to Combat Desertification in those countries experiencing serious drought and/or desertification, particularly in Africa. Text with annexes*. Geneva: United Nations Environment Programme for the Convention to Combat Desertification (CCD), Interim Secretariat for the CCD.

Urbano Terrón, P. 1995. *Tratado de fitotecnia general*. Mundi-Prensa, Madrid.

- USEPA. 2003. National Water Quality Report to Congress (305(b) report). <http://www.epa.gov/OWOW/305b/>
- Valentin, C., Poesen, J., Li, Y. 2005. Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena* 63(2-3): 132-153.
- Valero Garcés, B., Moreno, A., Navas Izquierdo, A. Mata, P., Machín Gayarre, J. Delgado Huertas, A., González Sampériz, P., Schwalb, A., Morellón, M., Edwards, L. 2008. The Taravilla lake and tufa deposits (Central Iberian Range, Spain) as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259: 136-156. doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.004
- Valero-Garcés, B.L., Navas, A., Machín, J., Walling, D. 1999. Sediment sources and siltation in mountain reservoirs: a case study from the Central Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 28(1-2): 23-41.
- Vandekerckhove, L., Muys, B., Poesen, J., De Weerd, B., Coppé, N., 2001. A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates. *Catena* 45(2): 123-161.
- Vanha-Majamaa, I., Salemaa M, Tuominen S, Mikkola K. 2000. Digitized photographs in vegetation analysis – a comparison of cover estimates. *Applied Vegetation Science* 3: 89–94.
- Whisenant SG, Thurow TL, Maranz SJ. 1995. Initiating autogenic restoration on shallow semiarid sites. *Restoration Ecology* 3: 61-67. DOI: 10.1111/j.1526-100X.1995.tb00076.x.
- Vanmaercke, M., Poesen, J., Maetens, W., de Vente, J., Verstraeten, G. 2011. Sediment yield as a desertification risk indicator. *Science of the Total Environment* 409(9): 1715-1725.
- Venditti, J.G., Dietrich, W.E., Nelson, P.A., Wydzga, M.A., Fadde, J., Sklar, L. 2010. Mobilization of coarse surface layers in gravel-bedded rivers by finer gravel bed load. *Water Resources Research* 46(7): 07506.
- Vera, J.A. 2004. Geología de España. Sociedad Geológica de España. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Verheijen, F.G.A., Jones, R.J.A., Rickson, R.J., Smith, C.J. 2009. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. *Earth-Science Reviews* 94(1-4): 23-38.
- Verstraeten, G., Poesen, J. 2002. Using sediment deposits in small ponds to quantify sediment yield from small catchments: possibilities and limitations. *Earth Surface Processes and Landforms* 27(13): 1425-1439.
- Vicente, F., Sanz, M.A., Lucía, A., Martín-Duque, J.F. 2009. Evolución geomorfológica en tiempos históricos recientes de cárcavas del borde del piedemonte norte del Guadarrama (Segovia, España). Estudio a partir de fuentes documentales. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección de Geología* 103(1-4): 49-64.
- Walling, D.E., 1977a. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. *Water Resour. Res.* 13(3): 531-538.
- Walling, D.E., 1977b. Limitations of the rating curve technique for estimating sediment loads, with particular reference to British rivers. *Erosion and Solid Matter Transport in Inland Water (Proc. Paris Symp., July 1977)* 34-38.
- Waters, T.F. 1995. Sediment in streams: sources, biological effects and control. American Fisheries Society Monograph 7. Bethesda, Maryland.

- West, T.O., Wali, M.K. 1999. A model for estimating sediment yield from surface-mined lands. *International Journal of Surface Mining Reclamation and Environment* 13(3): 103-109.
- Wheeler, D., Martín-Vide, J. 1992. Rainfall Characteristics of Mainland Europe most Southerly Stations. *International Journal of Climatology* 12: 69-76.
- White, J.F. 1966. Convex-concave landslopes: a geometrical study. *The Ohio Journal of Science* 66(6): 592-608.
- Whiting, P.J. 2003. Flow Measurement and Characterization. In: Kondolf, G.M., Piégay, H. (Eds.). *Tools in Fluvial Geomorphology*. John Wiley and Sons. 323-346.
- Whisenant, S.G. 2002. Terrestrial system. Chapter on Handbook of Ecological Restoration, Vol 1: Principles of restoration Part 2: Manipulation of physical environment. Perrow, M.R., Davy, A.J. (Eds.). Cambridge University Press, 83-105.
- Wilcock, P.R., McArdell, B.W. 1997. Partial transport of a sand/gravel sediment. *Water Resources Research* 33(1): 235-245.
- Wilcock, P.R., McArdell, B.W. 1993. Surface-based fractional transport rates: Mobilization thresholds and partial transport of a sand-gravel sediment. *Water Resources Research* 29(4): 1297-1312.
- Willgoose, G.R., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I. 1989. Modelling of the erosional impacts of land use change: A new approach using a physically based catchment evolution model. In *Hydrology and Water Resources Symposium 1989*, Christchurch NZ, National Conference publication no 89/19, The Institute of Engineers Australia, Melbourne, 325-329.
- Willgoose, G.R., Riley, S.J. 1998. Application of a catchment evolution model to the prediction of long term erosion on the spoil heap at Ranger Uranium Mines: Initial analysis. Supervising Scientist Report 132. Australian Government Publishing Service, Canberra.
- Wilkinson, B.H., McElroy, B.J. 2007. The impact of humans on continental erosion and sedimentation. *GSA Bulletin* 119: 140-156. DOI: 10.1130/B25899.1.
- Williams, J.R. 1975. Sediment Yield Prediction with Universal Equation Using Runoff Energy Factor, U.S. Department of Agriculture. Agricultural Research Service (A.R.S.), U.S.A. Department of Agriculture, 244-252.
- Wilson, A.J., Walling, D.E., Leeksg, J.L. 2004. In-channel storage of fine sediment in rivers of southwest England. *Sediment Transfer through the Fluvial System (Proceedings of the moscow Symposium)* 291-299.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. 1978. Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning, *Agriculture Handbook*. U.S. Department of Agriculture, Washington D.C. (USA).
- Wohl, E. 2010. *Mountain Rivers Revisited*, Water Resources Monograph Series 19, 573 pp., AGU, Washington, D.C., doi:10.1029/WM019.
- Zapico, I. 2008. Impacto Hidrológico de la Minería del Caolín en el Alto Tajo. Proyecto fin de carrera Licenciatura de Ciencias Ambientales. Tutor: José Manuel Nicolau Ibarra. (Memoria inédita).
- Zhang, G.H., Liu, B.Y., Nearing, M.A., Huang, C.H., Zhang, K.L. 2002. Soil detachment by shallow flow. *Transactions of the ASAE*. 45(1).

Zipper CE, Daniels WL, Bell JC. 1989. The practice of 'approximate original contour' in the central Appalachians. II. Economic and environmental consequences of an alternative. *Landscape and Urban Planning* 18: 139-152.

ANEXOS

Anexo I. DATOS USADOS PARA LA APLICACIÓN DEL PROGRAMA RUSLE 1.06

Tablas con los datos usados para el cálculo de los distintos factores de la ecuación RUSLE

- Datos usados para el cálculo del Factor R
- Datos usados para el cálculo del Factor K
- Datos usados para el cálculo del Factor LS
- Datos usados para el cálculo del Factor C
- Datos usados para el cálculo del Factor P

Anexo II. DEFINICIÓN DE LOS CÓDIGOS DE LOS PARÁMETROS USADOS

Anexo III. DEFINICIÓN DE LAS EROSION RESPONSE UNITS (ERU)

Anexo I. DATOS USADOS PARA LA APLICACIÓN DEL PROGRAMA RUSLE 1.06

Datos usados para el cálculo del Factor R

FACTOR R												
Precipitación anual (inches)	32 (813 mm) (Forteza, 1981)											
Días libres de heladas/año	235 (dato obtenido de la estación meteorológica de Peralejos de las Truchas)											
Altitud (feet)	3.909 (1.192 m) (correspondiente a la estación meteorológica de Peralejos de las Truchas)											
R máxima en 10 años (10 yr EI)	14 (Nicolau, 1996)											
R anual	80 (para Molina de Aragón, ICONA, 1988)											
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Precipitación mensual (in)*	3,9	3,7	1,9	4,1	3,1	2,1	1,0	0,8	2,8	2,0	3,9	2,7
Temperatura mensual (°F)*	36	37	42	46	54	61	68	67	62	51	41	35
% mensual acumulado de R*	3	8	12	19	28	40	58	71	82	90	96	100

* Los valores de precipitación y temperatura corresponden a valores medios para el periodo 1960-2008, para la estación de Peralejos de las Truchas.

Datos usados para el cálculo del Factor K

FACTOR K											
<i>Erosion Response Units (ERU)</i>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
% limo y arena muy fina	12,2	12,2	12,2	—	9,6	10,5	9,6	—	18,8	14,1	14,1
% arcilla	12,4	12,4	12,4	—	12,9	15,3	12,9	—	24,5	19,7	19,7
Materia Orgánica (%)	5,3	5,3	5,3	—	1,7	4,3	1,7	—	5,2	2,7	2,7
Estructura del suelo	3	2	1	—	2	2	1	—	2	2	1
Permeabilidad	6	5	4	—	4	3	2	—	4	4	5
Cobertura de piedras (%)	5	5	15	—	5	5	10	—	10	10	10
Años de consolidación del suelo	5	5	5	—	5	5	5	—	5	5	5
Grupo hidrológico del suelo	D	D	D	—	B	B	A	—	C	B	D

<i>Erosion Response Units (ERU)</i>	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
% limo y arena muy fina	0,1	0,3	42,1 (Weald) 12,2 (Arenas)	0,3	0,3	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4
% arcilla	0,2	0,3	44,9 (Weald) 12,4 (Arenas)	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2
Materia Orgánica (%)	0,1	4,6	5,2 (Weald) 5,3 (Arenas)	6,9	6,9	12,2	14,7	14,7	12,4	12,4
Estructura del suelo	2	3	1	3	3	3	3	3	3	3
Permeabilidad	4	2	5	3	3	2	2	2	2	2
Cobertura de piedras (%)	20	40	5	30	30	25	25	25	5	5
Años de consolidación del suelo	3	5	5	0	0	0	0	0	0	0
Grupo hidrológico del suelo	B	B	D	A	A	A	A	A	A	A

Datos usados para el cálculo del Factor LS

Factor LS											
<i>Erosion Response Units (ERU)</i>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Textura	Franca arenosa	Franca arenosa	Franca arenosa	–	Franca arcillosa	Franca arenosa	Franca arcillosa	–	Franca arcillo-arenosa	Franca arcillo-arenosa	Franca arcillo-arenosa
	3: Sandy Loam	3: Sandy Loam	3: Sandy Loam	–	8. Clay Loam	3: Sandy Loam	8. Clay Loam	–	7: Sandy clay loam	7: Sandy clay loam	7: Sandy clay loam
Tipo de terreno (General land use)	11	11	14	–	11	10	14	–	12	10	10
<i>Erosion Response Units (ERU)</i>	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
Textura	Franca arcillo-arenosa	Franca arcillosa	Limo arcillosa (Weald) Franca arenosa (Arenas)	Franca arcillo-limosa	Franca arcillo-limosa	Franca limosa	Franca arcillosa	Franca arcillosa	Franca	Franca	
	7: Sandy clay loam	8. Clay Loam	11: Silty Clay 3: Sandy Loam	9: silty clay loam	9: silty clay loam	5: Silt Loam	8. Clay Loam	8. Clay Loam	4: Loam	4: Loam	
Tipo de terreno (General land use)	12	1	9	4	4	4	5	5	7	7	

Datos usados para el cálculo del Factor C

[illegible]

Datos usados para el cálculo del Factor P

FACTOR P											
<i>Erosion Response Units (ERU)</i>	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Tamaño de los surcos (ridge height code)	1. Sin surcos	1. Sin surcos	1. Sin surcos	—	1. Sin surcos	1. Sin surcos	1. Sin surcos	—	1. Sin surcos	1. Sin surcos	1. Sin surcos
Inclinación de los surcos respecto a las curvas a nivel (furrow grade, %)				—				—			
<i>Erosion Response Units (ERU)</i>	12	13*	14	15	16	17	18	19	20	21	
Tamaño de los surcos (ridge height code)	1. Sin surcos	6. Muy alto (>6 inch)	1.Sin surcos	1.Sin surcos	1. Sin surcos	1. Sin surcos	1. Sin surcos	1. Sin surcos	1. Sin surcos	1. Sin surcos	
Inclinación de los surcos respecto a las curvas a nivel (furrow grade, %)		49,95%(45°); 16,65%(15°); 16,65%(15°); 49,95%(45°)									

* Distintos valores de inclinación, específicos para cada parcela cartografiada

Anexo II. DEFINICIÓN DE LOS CÓDIGOS DE LOS PARÁMETROS USADOS
(traducido del software RUSLE 1.06)

Parámetro	Códigos y definición
FACTOR K	
Estructura del suelo (<i>soil structure</i>)	1. Grano muy fino <1mm 2. Grano fino 1 - 2mm 3. Grano medio a grueso 2 - 5mm 4. Bloque, laminar o masivo > 5mm
Permeabilidad del suelo (<i>soil permeability</i>)	1. Rápida 2. Moderada a rápida 3. Moderado 4. Lenta a moderada 5. Lenta 6. Muy lenta
Grupo hidrológico (<i>hydrologic group</i>)	A. Potencial de escorrentía bajo B. Potencial de escorrentía moderadamente bajo C. Potencial de escorrentía moderadamente alto D. Potencial de escorrentía alto
FACTOR LS	
Tipo de terreno (<i>general land use</i>)	1. Cultivo labrado regularmente 2. Cultivo no labrado 3. Suelos cultivados en deshielo en <i>Northwest Wheat and Range Region</i> (NWRR) 4. Pastizal 5. Terreno montañoso, excepto semiárido 6. Terreno montañoso semiárido 7. Zonas forestales alteradas 8. Terraplén con suelo vegetal y sin pedregosidad 9. Desmonte alterado con suelo vegetal y sin pedregosidad 10. Terraplén sin suelo vegetal y sin pedregosidad 11. Desmonte alterado sin suelo vegetal y sin pedregosidad 12. Terraplén con suelo vegetal y con pedregosidad 13. Desmonte alterado con suelo vegetal y con pedregosidad 14. Terraplén sin suelo vegetal y con pedregosidad 15. Desmonte alterado sin suelo vegetal y con pedregosidad
FACTOR P	
Tamaño de los surcos (<i>ridge height code</i>)	1. Sin surcos 2. Surcos muy bajos (0,5"-2") 3. Surcos bajos (2"-3") 4. Surcos moderados (3"-4") 5. Surcos altos (4"-6") 6. Surcos muy altos (>6") 7. Altura de surco variable

Anexo III. DEFINICIÓN DE LAS EROSION RESPONSE UNITS (ERU)

1. Talud de desmonte (pendiente $> 25^\circ$)
2. Berma de desmonte (pendiente $> 9^\circ$)
3. Talud de derrubios por evolución natural (pendiente $> 25^\circ$)
4. Pistas y caminos
5. Plaza de explotación (pendiente $> 9^\circ$)
6. Superficie modificada (pendiente de 0 a 9°)
7. Zona de sedimentación (pendiente $> 9^\circ$)
8. Lámina de agua
9. Plataforma de estériles (pendiente de 0 a 9°)
10. Taludes sin regueros de estériles (pendiente $> 9^\circ$)
11. Taludes con regueros de estériles (pendiente $> 25^\circ$)
12. Taludes sin regueros con tierra vegetal (pendiente $> 25^\circ$)
13. Campos de cultivos sobre rocas carbonáticas (pendiente de 0 a 9°)
14. Cárcavas y deslizamientos superficiales (pendiente $> 25^\circ$)
15. Pastizal + matorral sobre rocas carbonáticas (pendiente de 0 a 9°)
16. Pastizal + matorral sobre rocas carbonáticas (pendiente $> 9^\circ$)
17. Pastizal sobre arenas, arcillas y margas (pendiente de 0 a 9°)
18. Matorral sobre coluvión carbonático (pendiente $> 9^\circ$)
19. Matorral sobre arenas, margas y arcillas (pendiente $> 9^\circ$)
20. Arbolado sobre coluvión (pendiente $> 9^\circ$)
21. Arbolado sobre arenas, margas y arcillas (pendiente $> 9^\circ$)

